Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh

(Entlebuch, Kt. Luzern)

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Max Furrer

aus Bolken (Kt. Solothurn)

Gedruckt mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Basel, 1949

Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie. AG.

Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh

(Entlebuch, Kt. Luzern)

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Max Furrer

aus Bolken (Kt. Solothurn)

Gedruckt mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Basel, 1949

Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie. AG.

Vorwort.

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Felduntersuchungen wurden in den Sommermonaten 1944—47 durchgeführt, während in den Wintersemestern die Verarbeitung der aufgesammelten Materialien vorgenommen wurde.

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. Vonderschmitt. Für seine mannigfachen Ratschläge und Unterstützung, welche er mir bei der Feldarbeit und der Ausarbeitung der Resultate zuteil werden liess, möchte ich ihm meinen besten Dank aussprechen.

Herrn Prof. Dr. Reichel, der mich in die Mikropaläontologie einführte und bei dem ich in mikropaläontologischen Fragen jederzeit Rat holen durfte, möchte ich ebenfalls bestens danken.

Herr Dr. Wenk beriet mich bei petrographischen Untersuchungen. An dieser Stelle sei ihm dafür bestens gedankt.

Endlich möchte ich hier auch meiner Studienkollegen H. Schaub, M. Forrer, H. Laubscher, F. Bentz, namentlich aber meiner Gebietsnachbarn A. Holliger und P. Soder gedenken, von welchen ich manche Anregung empfing und mit welchen mich während meiner Studienzeit eine einzigartige Kameradschaft verband.

Der Druck dieser Arbeit wurde durch einen Beitrag der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft unterstützt, wofür ich dem Stiftungsrat, insbesondere dessen Präsidenten, Herrn Prof. Dr. J. Cadisch, auch an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte.

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit einer Detailuntersuchung des subalpinen Flyschs am Nordfusse der Schrattenfluh (Kt. Luzern). Als subalpinen Flysch bezeichnet man im allgemeinen das relativ schmale Band von Flysch, welches sich am Alpennordrand zwischen die aufgeschobene Molasse und die Randkette einschiebt (vgl. Fig. 1). Die Abgrenzung unseres engeren Untersuchungsgebietes ist damit im N durch den Kontakt des Flyschs mit der Molasse, im S durch denjenigen mit der Kreide-Eocaenserie der Randkette gegeben. In beiden Fällen handelt es sich um Überschiebungskontakte.

Im Osten wird unser Gebiet durch die Waldemme abgegrenzt, während die Westgrenze bis an den W-Rand des Siegfriedblattes 387 (Sörenberg) durch die Kantonsgrenze Bern–Luzern gebildet wird, also durch den östlichen Hang des obern Emmentals. Als topographische Grundlagen unserer Kartierung konnten wir die 1944 nahezu fertiggestellten Gemeindepläne von Flühli, Escholzmatt (im Maßstab 1 : 10000) und Marbach (1 : 5000) benutzen.

Frühere Untersuchungen.

Dem subalpinen Flysch zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee wandten zahlreiche Geologen schon früh ihre Aufmerksamkeit zu. Unser etwas abgelegenes Untersuchungsgebiet wurde dabei nur wenig berücksichtigt. Die ersten systematischen Untersuchungen des subalpinen Flyschs zwischen Thunersee und Grosser Emme verdanken wir Rütimeyer (Lit. 45). Er verglich ihn aus lithologischen Erwägungen mit demjenigen südlich der Randkette (Schlieren–Habkern-

Zone), sowie mit den Gesteinen des Gurnigel-Flyschs. Nach seiner Meinung liessen die fossilarmen Gesteine des subalpinen Flyschs keine Datierung zu (Lit. 45, p. 55).

B. Studer (Lit. 55, p. 129) zeichnete 1853 ein Profil durch die Schrattenfluh und die nördlich anschliessenden Gebiete. Das Auffallende an diesem Profil ist das Fehlen der randlichen Flyschzone: Studer liess die subalpine Molasse bis an den N-Fuss der Randkette reichen. Seiner Beschreibung sind hingegen Angaben über die Anwesenheit des subalpinen Flyschs zu entnehmen.

Im Jahre 1886 erschien das grosse Werk von F. J. Kaufmann (Lit. 31), in welchem zahlreiche genaue Beobachtungen gegeben werden, die auch unser engeres Untersuchungsgebiet betreffen.

Kaufmann zeigte in dieser Arbeit als erster, wie mit Hilfe der Mikroorganismen das Alter dieser Flyschmassen bestimmt werden kann. Er befasste sich dabei vor allem mit den Grossforaminiferen. Die oft in grosser Zahl vorhandenen Foraminiferen bewogen Kaufmann, den gesamten Randflysch ins oberste Eocaen zu stellen.

Probleme neuer Art brachte auch für den subalpinen Flysch die Deckenlehre mit sich, da sich damit für die Bearbeiter des Randflysches die Frage nach dessen Herkunft und Stellung aufdrängte. Die paläontologischen Untersuchungen erfuhren hingegen keine wesentliche Förderung, da sich die jüngeren Autoren mit den Angaben von Kaufmann begnügten. Die meisten Bearbeiter des Randflyschs kamen nunmehr zur Ansicht, dass in ihm, sowohl nach Herkunft als auch nach der lithologischen Beschaffenheit verschiedene Einheiten zu unterscheiden seien, nämlich die grosse Masse der eigentlichen Flyschgesteine und die in ihr steckenden, flyschfremden Komponenten.

Buxtorf (Lit. 13, p. 5/6, Lit. 12, p. 174) nahm an, dass der subalpine Flysch bei der Überschiebung der alpinen Decken von Süden her nordwärts verschleppt worden sei. Er konstatierte weiter, dass Teile von exotischen (präalpinen) Decken von helvetischen Decken überfahren worden sind, wovon die im Randflysch steckenden Klippen Zeugnis ablegen.

Boussac (Lit. 8) übernahm in seinem umfangreichen Werke sämtliche stratigraphischen Angaben, welche unser Gebiet betreffen von Kaufmann, glaubte jedoch, dass dem Flysch Lutétien-Alter zukomme. In tektonischer Hinsicht schloss sich Boussac den Auffassungen von Buxtorf an (vgl. Lit. 6).

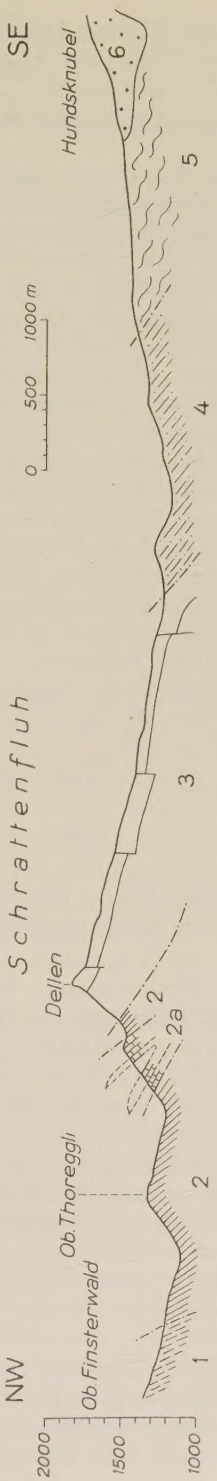


Fig. 1. Übersichtsprofil des subalpinen Flyschs und der südlich anschliessenden Zonen. Maßstab 1 : 50000.
1 Subalpine Molasse, 2 Subalpiner Flysch, 2a Schürfling von Thor–In der Noth, 3 Randkette (Neocom-Schrattenkalk-Eocaen), 4 Südelbach-Serie nach Soder (Priabone Globigerinenschiefer), 5 Wildflysch der Habkern-Zone, 6 Schlierenflysch.

Beck (Lit. 3) unterschied in der subalpinen Flyschzone nördlich des Sigriswilergrates Teile von zwei verschiedenen tektonischen Einheiten, nämlich der Gellihorn-Zwischendecke (Taveyannazsandstein und ein Teil des Flyschs) und der Klippen-Decke (der andere Teil des Flyschs und die mesozoischen Schürflinge).

Nach Kaufmann hat Schider (Lit. 49) den Flysch N der Schrattenfluh erstmals wieder untersucht. Auf Grund der Nummulitenfunde glaubte er, die subalpine Flyschmasse altersmässig dem Auversien zuordnen zu müssen (vgl. Lit. 49, p. 8).

Er bezeichnete den Randflysch als eine Mischzone der verschiedensten tektonischen Elemente. Für die eigentlichen Flyschgesteine nahm er die Möglichkeit der Herkunft aus dem Eocaen der helvetischen Decken an, die mesozoisch-tertiären Schürflinge sollten ursprünglich dem S-Rande der Drusberg-Decke angehört haben. Ferner bezeichnete er die Taveyannazsandsteine als Vertreter der Diablerets-Gellihorn-Decke.

In Anlehnung an seinen Lehrer A. Buxtorf (Lit. 14, 16) glaubte Schider, dass im subalpinen Flysch auch noch Reste der präalpinen (exotischen) Decken in Form von Wildflysch mit Leimernschichten vorhanden seien.

Wenn auch die Untersuchungen von Schider viel Neues brachten, so mussten sie doch unvollständig bleiben, da er sich als Ziel seiner Arbeit die Untersuchung der Randkette setzte und dem Flysch weniger Aufmerksamkeit schenkte.

Mollet untersuchte 1921 den subalpinen Flysch E der Waldemme (Lit. 37). Wie Schider betrachtete er diesen als eine aus helvetischem und exotischem Material aufgebaute Mischzone. Die Hauptmasse des Flyschs nahm er zusammen mit den Schürflingen als helvetisch an, glaubte aber auch, Schlierensandstein feststellen zu können.

Im Detail befasste sich mit dem subalpinen Flysch H. Haus (Lit. 27). Er untersuchte den Flysch nördlich des Hohgant und dehnte seine Untersuchung auch bis in den westlichen Teil unseres Gebietes aus (vgl. auch Lit. 26).

Haus betrachtete den Flysch als ultrahelvetisch und glaubte, dass der grösste Teil des subalpinen Flyschs dem Schlierenflysch S der Randkette entstamme. Altersmässig stellte er den Randflysch anhand der Mikrofossilien in das obere Eocaen.

Für die Schürflinge, mit Ausnahme des Taveyannazsandsteins, nahm er als ursprüngliche Heimat die Drusberg-Decke an, zog indessen auch noch die Möglichkeit eines normalstratigraphischen Verbandes zwischen Flysch und Schürflingen in Betracht. Er stützte sich dabei auf die Beobachtung (Lit. 26, p. 536), dass fast sämtliche von ihm untersuchten Schürflinge nördlich der Schrattenfluh in konkordanter Lagerung im subalpinen Flysch stecken.

Eine Erklärung für diese Anordnung glaubte Haus dadurch geben zu können, dass er annahm, die Schürflinge (Wangschichten und begleitende eocaene Gesteine) hätten ursprünglich das Liegende der Flyschmassen gebildet. Durch mehrfache Verschuppung der älteren Schichtgliedern (Wangschichten-Nummulitenkalk) mit den jüngeren (Flysch) wären dann die komplizierten Verhältnisse geschaffen worden, wie wir sie heute am Nordfuss der Randkette antreffen. Als einzig „echtes" verschürftes Gestein verbliebe nach Haus der Taveyannazsandstein. Er betrachtet ihn als durch die Niederhorn-Decke abgeschürft.

In Anlehnung an Haus und gestützt auf eigene Begehungen versucht Leupold (Lit. 35) für den subalpinen Flysch eine Aufteilung in verschiedene Stockwerke nachzuweisen. Und zwar soll sich hier die gleiche Reihenfolge von Schichtkom-

plexen finden, wie in der Habkern-Schlieren-Zone (vgl. hierzu auch p. 118, 148) nämlich von unten nach oben:

a) (nur W des Hohgant und wiederum am Pilatus):
Partien von Leimernfacies und „Wildflysch" mit exotischen Kristallinblöcken, Schürflingen aus südhelvetischem Mesozoikum.

b) Partien mit Leimernfacies, vor allem grünen präbonen Fleckenmergeln mit aufgearbeiteten Eocaen- und Untereocaenfaunen (Grobsandfacies von KAUFMANN), mit Linsen von Turonkalk als Ältestem.

c) Wangschürflinge mit darauf transgredierenden mitteleocaenen Lithothamnien- und Alveolinenkalken (südliche Facies der Complanatakalke), darüber Globigerinenmergel und Quarzitbank.

d) Schürflinge von Taveyannazsandstein, zumeist dicht unter der Randkette in den Flysch eingeschuppt.

Subalpiner Flysch und Habkern-Schlieren-Zone hätten demnach eine zusammenhängende Flysch-Decke gebildet. Die heutige Lage des subalpinen Flyschs unter der Randkette, also die Abtrennung von der Schlieren-Habkern-Zone wäre die Folge einer Durchspiessung dieser Flysch-Decke durch die Randkette.

LEUPOLD sucht die Heimat dieser „Flysch-Decke", welcher ausser dem subalpinen Flysch der Habkern- und Schlierenflysch angehören würde, im südhelvetischen, resp. nordpenninischen (Schlierenflysch) Ablagerungsraum. Er möchte die Bezeichnung ultrahelvetisch nur noch auf diejenigen Deckenelemente der Westschweiz anwenden, welche über der Wildhorn-Decke liegen.

Der einzige, in neuerer Zeit genauer untersuchte Abschnitt des subalpinen Flyschs zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee ist, wie schon vorhin erwähnt, das von HAUS bearbeitete Stück am N-Fusse des Hohgant (Blatt Schangnau). Dieser Autor betont aber, dass seiner Untersuchung eine mikropaläontologische Untersuchung mangelt und dass die mannigfaltigen Probleme des Randflyschs erneut in Angriff genommen werden müssen.

Es sind in erster Linie diese Bemerkungen von HAUS, welche uns veranlassten, einen Abschnitt des subalpinen Flyschs möglichst genau aufzunehmen und vor allem auch mikropaläontologisch zu untersuchen. Auf diese Weise sollte versucht werden, eine stratigraphische Basis zu schaffen, welche eine Beurteilung der verschiedenen Hypothesen über Stellung und Herkunft des subalpinen Flyschs erlauben würde.

Die erste und wichtigste Frage, welche es für uns zu beantworten galt, war die nach dem Alter des subalpinen Flyschs. Vor allem war zu untersuchen, ob sich innerhalb dieser immerhin ca. 1000 m mächtigen Flyschmasse altersmässige Unterschiede ergeben, die eine stratigraphische und tektonische Gliederung erlauben. Bis heute wurden eigentlich nur die grobsandigen, kalkig-brecciösen Flyschsedimente (Thoregg, Grobsandfacies von KAUFMANN) auf ihre Mikrofauna untersucht. Es erwies sich daher als notwendig, auch die feinsandig-siltigen und die grosse Masse der mergelig-tonigen Gesteine auf mikropaläontologische Daten zu prüfen.

Eine weitere Frage wurde seinerzeit von HAUS kurz gestreift, nämlich die Möglichkeit einer stratigraphischen Verbindung von Flysch und Schürflingen.

Die Herkunft und Stellung des Flyschs und der Schürflinge zu ergründen bildete eine weitere Aufgabe, welche jedoch, wie aus dem folgenden Text hervorgeht, nur gelöst werden kann, wenn der gesamte Randflysch zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee neu bearbeitet worden ist.

Bevor wir uns mit der Detailbeschreibung befassen, möchten wir kurz an Hand eines Übersichtsprofils (Fig. 1) auf die Lage des subalpinen Flyschs am N-Rand der zentralschweizerischen Alpen hinweisen. Dieses Profil erläutert gleichfalls die eingangs erwähnten Verhältnisse, wonach der subalpine Flysch N und S von Überschiebungslinien begrenzt wird.

Wie sich diese beiden, scheinbar deutlichen Abgrenzungen im Gelände verfolgen lassen, sei im folgenden dargelegt:

Flysch-Molassegrenze.

Die Schwierigkeiten, welche sich einer genauen Festlegung der Flysch-Molassegrenze auf der Karte entgegensetzen, sind verschiedener Art. Die quartäre Bedeckung verhindert über weite Strecken die Beobachtung des anstehenden Gesteins. Einzig in einigen tief eingeschnittenen Bachläufen wird die Überschiebungszone freigelegt (Kadhausgraben, Steiglenbach, Bächli, vgl. Tafel VII). Indessen kann auch an diesen Stellen eine Abtrennung der Flysch- und Molassegesteine nur arbiträr erfolgen; denn die Sedimente der Molasse, hier als stampische Hilfernschichten ausgebildet, unterscheiden sich makroskopisch kaum von denjenigen des subalpinen Flyschs. Auch im Dünnschliff sind keine besondern Unterscheidungsmerkmale zu erkennen.

Als weiterer erschwerender Faktor erweisen sich die tektonischen Komplikationen, welche diese Überschiebungszone kennzeichnen. Schider (Lit. 49, p. 27) schreibt dazu treffend:

„Besonders im NW der Schrattenfluh sind die Flysch- und Molassemergel zu einem enggepressten Faltensystem verknetet und verschweisst worden und lassen sich nur sehr schwer trennen. Im allgemeinen liess ich bei der geologischen Kartierung die Molasse dort beginnen, wo die typischen dünnplattigen Sandsteine mit reichlicher Glimmerführung auf den Schichtflächen einsetzen."

Im Verlaufe der Feldarbeit kamen wir zur Überzeugung, dass die von Schider vorgenommene Unterscheidung nur unter Vorbehalt anwendbar ist, weil nämlich auch molasseähnliche, jedoch sichere Flyschgesteine diese Glimmerführung aufweisen.

Bei unserer Kartierung liessen wir daher die Molasse bis dicht unter die ersten sandig-kalkigen, foraminiferenführenden Flyschsandsteine (Macigno) reichen, im Bewusstsein, dass wir damit die Flysch-Molassegrenze eventuell zu weit nach S verlegt haben.

Abgrenzung des Flysches gegen die Kreide-Eocaenserie der Schrattenfluh.

Das basale Glied der Kreide-Eocaenserie der Randkette (Niederhorn-Decke) bilden die Valanginienmergel, welche den Kontakt mit den liegenden Flyschsedimenten herstellen.

Schider (Lit. 49, p. 2) glaubte, dass die Valanginienmergel fehlen und der Valanginienkalk direkt die Basis der Kreideserie darstellt. Haus (Lit. 26, p. 534, ferner Lit. 27, p. 59) wies als erster das Vorkommen von Valanginienmergel unter der Schrattenfluh nach, nachdem sie bereits aus andern Abschnitten der Randkette bekannt geworden waren (Beck, Mollet, Lit. 3, 37). Schider hat seinerzeit offenbar die Valanginienmergel als Flysch kartiert, da sich diese Kreidemergel makroskopisch nicht deutlich von den mergeligen Flyschsedimenten unter-

scheiden. Zudem fehlt meist eine scharfe Überschiebungslinie, welche eine Grenzziehung erleichtern würde, da die Flysch- und Kreidemergel z. T. ineinandergepresst worden sind.

Das einzige Mittel, welches eine saubere Trennung erlaubt, ist die mikropaläontologische Methode. Die Valanginienmergel enthalten im Gegensatz zu den Flyschmergeln nebst spärlichen Foraminiferen (*Ammodiscus* spec.) relativ zahlreiche Calpionellen. Am besten stimmen diese überein mit *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.) (vgl. Lit. 18), wie sie Haus auch aus dem Valanginienkalk beschreibt (Lit. 27, p. 61).

Infolge der Bedeckung mit Gehängeschutt ist die Beobachtung der Aufschiebung der Randkette auf den subalpinen Flysch auf weite Strecken hin unmöglich. Dagegen gestatten einige tiefeingeschnittene Quellrunsen der vom Fusse der Schrattenfluh nach N fliessenden Gewässer einen Einblick in die Verhältnisse an dieser tektonischen Trennungslinie. Die besten Aufschlüsse dieser Art finden wir zuoberst in den Schibengräben (Fig. 7 p. 134) sowie im Betenalpbach. Sie sollen im folgenden kurz beschrieben werden.

In den Schibengräben, nordöstlich oberhalb Kemmeribodenbad, wird die Basis der Schrattenfluh von Valanginienmergeln gebildet, deren Mächtigkeit zwischen 30 und 120 m schwankt. Über ihnen folgt die normale Kreideserie der Randkette.

Die Valanginienmergel sind erkenntlich am Auftreten von geringmächtigen, knolligen Kalkeinlagerungen sowie durch die Calpionellen. Die Basis wird überall von reinen Mergeln mit Calpionellen gebildet.

Im ersten und zweiten Schibengraben (Fig. 7) ist der Überschiebungskontakt von Gehängeschutt verdeckt, während er im dritten als relativ scharfe Schubfläche aufgeschlossen ist. Am Kontakt selbst sind die Valanginienmergel stark gepresst und verfaltet, nehmen aber nach oben immer ruhigere Lagerung an.

Im ersten Schibengraben liegt das Valanginien auf ruhig gelagerten graubraunen, etwas siltigen Flyschmergeln. Den von Haus (Lit. 26, Fig. 2) als Liegendes der Valanginienmergel angegebenen Quarzit konnten wir nicht beobachten. Wir vermuten, dass es sich um ein Vorkommen von Macigno handelt, wie er östlich oberhalb Schibehüsli auftritt (vgl. Fig. 7). Im zweiten und dritten Schibengraben ist die Randkette überschoben auf stark gequälte, grauschwarze, spätige Mergel von wildflyschartigem Aussehen. Sie führen bis faustgrosse Quarzitbrocken, welche im Dünnschliff Bruchstücke von Discocyclinen zeigen, also auf eocaenes Alter hinweisen.

Im dritten Schibengraben treten in den intensiv gefalteten schwarzen Mergeln zwei Pakete von Leimernkalk auf (ca. 3 m Mächtigkeit). Das auf frischer Bruchfläche fleckige Gestein führt *Globotruncana lapparenti lapparenti* (Brotzen). Die offensichtliche tektonische Beanspruchung ist derart, dass über die Art der Einlagerung nichts ausgesagt werden kann.

Diese wildflyschartigen Schichten gehen nach unten ohne scharfe Grenze in den liegenden subalpinen Flysch über, so dass wir der Ansicht sind, dass es sich hier nicht um verschleppten Wildflysch aus einer andern tektonischen Einheit handelt, sondern nur um tektonisch stark beanspruchten subalpinen Flysch.

Ähnliche wildflyschartige Schichten finden wir am Kontakt im Betenalpbach aufgeschlossen. Hier beobachten wir zwischen einer 3 m mächtigen Sandsteinbank des subalpinen Flyschs (Q. 1575) und den Valanginienmergeln (Q. 1610), einen 40 m mächtigen Komplex von stark gefalteten Mergeln, welche von zahlreichen Kalzitadern netzartig durchzogen sind. Die Mergel sind lithologisch nicht einheitlich, sondern bald grau, bald schwarz, oft siltig, oft eher tonig ausgebildet.

Im Dünnschliff zeigen die zerknitterten, von Rutschharnischen durchzogenen Mergel nur wenige Globigerinen, welche zum Teil mit Pyrit ausgefüllt sind. In diesen „wilden" Mergeln finden sich, mit ihnen durch Übergänge verbunden, wenig mächtige Lagen eines harten, grauen Quarzites, welcher ebenfalls nur spärliche Globigerinen enthält.

Auf Q. 1605 sind die Quarzite, die hier den Ölquarziten ähnlich sind, in Fetzen und kopfgrossen Brocken als tektonische Gerölle in die Mergel eingepresst. Ferner beobachtet man an dieser Stelle dünne, kaum 2 cm mächtige Bänke, welche sich durch ihre hellere Farbe von den sie einschliessenden schwarzen Mergeln abheben. Erst frische Bruchflächen zeigen uns, dass wir es hier mit stark kalzitisierten Fleckenmergeln zu tun haben, welche zahlreiche Globigerinen enthalten.

Diese wildflyschartige Ausbildung scheint besonders für die direkt unter der überschobenen Randkette liegenden Partien des subalpinen Flyschs bezeichnend zu sein. Ob sich diese tektonisch offenbar besonders beanspruchte Zone als kontinuierliches Band entlang der überschobenen Randkette verfolgen lässt, kann infolge der mangelhaften Aufschlüsse nicht beurteilt werden.

Die Valanginienmergel erreichen im Betenalpbad ca. 130 m Mächtigkeit. Sie zeigen hier die gleiche Ausbildung wie am Fusse des Hohgant (vgl. Lit. 27, p. 57). Sie sind am Kontakt noch stark verfaltet und gequält, nehmen aber nach oben ruhige Lagerung an.

Weiter östlich ist der Kontakt zwischen subalpinem Flysch und der Kreide der Randkette durch Schutt verdeckt (vgl. Tafel VII).

Der subalpine Flysch.

Die bisherigen Untersuchungen zeigen den subalpinen Flysch als eine konkordant nach S einfallende Serie von schiefrigen Mergeln, groben bis feinkörnigen, glimmerreichen bis siltigen Sandsteinen mit fremdartigen Einlagerungen wie Wangschichten und Nummulitenkalke, welche meist als Schürflinge bezeichnet werden.

Dies ganze, bis 1000 m mächtige Schichtpaket ist tektonisch stark beansprucht. Darauf weisen die starke Laminierung und die Durchsetzung mit Harnischen und Kalzitadern. An zahlreichen Aufschlüssen treten tektonische Erscheinungen, wie Kleinfältelung, Knickungen, Zerreissen durch Streckung und Pressung, klar hervor. Aber nirgends gelingt eine tektonische Gliederung in einzelne Schubpakete oder gar Falten, nur am Kontakt mit der Molasse und dem Mesozoikum der Randkette können grössere durchgehende Schubbahnen verfolgt werden.

Die Durchführung einer Gliederung in tektonische Stockwerke, wie sie von Leupold versucht wurde (vgl. p. 115), stösst daher auf erhebliche Schwierigkeiten[1]).

In den älteren Arbeiten (Schider, Mollet, Lit. 49, 37) wurde gewöhnlich nach Zusammensetzung und Art des Auftretens unterschieden zwischen

a) Eigentlichen Flyschgesteinen und
b) verschürften Massen oder Einschlüssen im Flysch.

Da die Kontakte dieser zwei Abteilungen nur selten aufgeschlossen sind, wurde die Abtrennung der Einschlüsse vom Flyschanteil hauptsächlich auf Grund der

[1]) Leupold stützt sich auf die Untersuchungen von H. Haus. Hierzu sei bemerkt, dass Haus (Lit. 27, p. 55) lediglich eine Übersicht über den Flysch am Alpenrand in SW—NE-Richtung gibt und nicht in der Vertikalen.

vom Flysch abweichenden Facies der Einschlüsse vorgenommen. Als solche Einschlüsse wurden in unserem Untersuchungsgebiet unterschieden:

1. Nummuliten(Alveolinen-)kalke,
2. Wangschichten,
3. Leimernschichten und
4. Taveyannazsandstein.

Wir werden uns ebenfalls dieser Einteilung bedienen, dabei aber aus Gründen, die weiter unten aufgeführt werden, den sogenannten Taveyannazsandstein zusammen mit dem Flyschanteil besprechen.

a) Eigentliche Flyschgesteine.

Die Hauptmasse des subalpinen Flyschs setzt sich zusammen aus Sandsteinen und tonig-mergeligen Gesteinen, welche untereinander alle Übergänge zeigen. Der Versuch, diese Flyschgesteine stratigraphisch zu gliedern, stösst auf folgende Schwierigkeiten:

Eingehende mikropaläontologische Untersuchungen, auf welche wir weiter unten (p. 132) zurückkommen werden, zeigten uns, dass altersmässig keine Unterteilung dieser Flyschmassen zu erreichen ist. Der andere Weg, rein lithologisch eine stratigraphische Gliederung durchzuführen, scheitert an der Unmöglichkeit, tektonische Strukturen, wie Schubpakete oder Falten, erkennen zu können. Erschwerend wirkt sich ferner die Unmöglichkeit aus, den ausserordentlich raschen Wechsel der Flyschsedimente in vertikaler und horizontaler Richtung auf Karten und Profilen klar einzuzeichnen. Die Mächtigkeit der einzelnen lithologischen Komponenten ist vielfach so gering, dass man gezwungen ist, lithologisch nicht einheitliche Komplexe zusammenzufassen.

Wie der Karte und den Profilen zu entnehmen ist, herrschen die schiefrigen, tonig-mergeligen Sedimente vor. In dieser mergelig-schiefrigen Grundmasse stecken, mit ihr durch Übergänge verbundene, meist sandig-siltig ausgebildete härtere Lagen von ganz unterschiedlicher Mächtigkeit (weniger als 1 cm bis mehrere m). Kalkige Zwischenlagerungen sind selten, sie beschränken sich fast gänzlich auf die grünlich-grauen Fleckenmergel (vgl. p. 123). Kaufmann erkannte als erster die Bedeutung dieser sandigen Zwischenlagerungen als Fossilträger. Da er richtig folgerte, dass diese Interkalationen mit der grossen Masse der Mergel in normalem stratigraphischem Verband stehen, benutzte er die darin enthaltenen Fossilien, meist Grossforaminiferen, zur Datierung der gesamten Flyschmasse.

Diese härteren Lagen lassen sich in keinem Falle über grössere Strecken verfolgen, sondern sie keilen oft schon nach einigen m aus. Es ist ganz unmöglich, in zwei nahe beieinander liegenden Profilen die einander entsprechenden Lagen zu erkennen. Doch auch die mergelig-schiefrigen Gesteine selber wechseln in horizontaler Richtung sehr rasch ihren Aspekt, indem sich Farbunterschiede einstellen oder indem beispielsweise der Gehalt an Glimmer ändert. Mikropaläontologisch werden diese Unterschiede noch besser illustriert, und zwar nicht etwa durch altersmässige Unterschiede, sondern dadurch, dass sich die Mergelschiefer scheiden in absolut sterile und in solche mit Foraminiferen (hauptsächlich Globigerinen). Unterschiede zeigen sich auch in petrographischer Hinsicht, indem besonders die Schwankung des Tongehaltes eine Rolle spielt.

Es ist wichtig, zu betonen, dass sich eine bestimmte Mergelfacies nicht auf eine bestimmte Zone des subalpinen Flyschs beschränkt, sondern dass die lithologisch verschiedenen Mergelschiefer in vertikaler Richtung repetiert erscheinen,

jedoch ohne eine bestimmte, immer wiederkehrende Reihenfolge, welche sich in den Profilen feststellen liesse.

Daraus ergibt sich ein neues Hindernis für die stratigraphische Gliederung des subalpinen Flyschs, nämlich das Fehlen charakteristischer, durchgehender Leitgesteine.

Für die Beschreibung der Flyschgesteine verwenden wir folgende lithologische Unterteilung, der keinerlei stratigraphische Bedeutung zukommt:

Grobsandfacies (zoogene Breccien);
Macigno, Sandsteine;
Mergelig-tonige Sedimente;
Grünliche Sandsteine (Taveyannazsandstein).

Grobsandfacies.

Die einzigen Gesteine, welche man stets deutlich erkennen kann, sind die Sandkalke der sog. Grobsandfacies KAUFMANNS (Lit. 31, p. 345). Es handelt sich um zoogene Breccien, welche zu einem grossen Teil von Gross-Foraminiferen aufgebaut werden. Auf deren Wert als Leitfossilien werden wir im Abschnitt über das Alter des subalpinen Flyschs zurückkommen (p. 127).

Die Komponenten, welche sich an der Zusammensetzung dieser Breccien hauptsächlich beteiligen, sind die folgenden:

Zoogener Kalk als Grundmasse (Nummuliten, Discocyclinen, Lithothamnien und Bryozoen).
Quarzkörner, „Milchquarz", bis 6 mm Dm., durchschnittlich 1—2 mm Dm., teilweise gut gerollt.
Glaukonit, nicht häufig, Körner selten angewittert.
Seewerkalk, in meist eckigen Komponenten, 1—2 cm Dm.
Schrattenkalk, unter 3 mm Dm.
Nummulitenkalk, z. T. mit Alveolinenbruchstücken.
Mergel, bis 2 cm Dm.

Da besonders die mergeligen Komponenten und die Foraminiferen leicht herauswittern, erhalten die Breccien oft ein kavernöses Aussehen.

In einigen Arbeiten über die Geologie des subalpinen Flyschs N der Schrattenfluh werden Lithothamnienkalke und Nummulitenkalke als Zwischenlagerungen der Flyschmergelmasse angeführt. SCHIDER z. B. kartierte die Fundstelle von Thoregg als Nummulitenkalk (Lit. 66). Im Text (Lit. 49, p. 7/8) unterscheidet er allerdings deutlich zwischen den Nummulitenkalken der Schürflinge und den zoogenen Breccien von Thoregg, jedoch nicht lithologisch, sondern nur auf Grund der verschiedenen Lagerungsverhältnisse. Unseres Erachtens ist der Ausdruck Lithothamnien- oder Nummulitenkalk, angewandt auf diese grobklastischen Sedimente, irreführend. Am besten wird dies Gestein als zoogene Breccie bezeichnet.

Die Aufschlüsse, welche die typische Ausbildung dieser Breccien zeigen, befinden sich vor allem auf den Scheitelpartien der sanften Flyschkuppen wie Thoregg, Heftisiten, SE Stein, E Kadhaus (P. 1444), mit andern Worten in einer Zone, die dem allgemein vorherrschenden Streichen folgt (vgl. Tafel VII). Diese Tatsache hatte uns anfänglich bewogen, diese Breccien als Leithorizonte zu betrachten. Es zeigte sich dann allerdings bald, dass die einzelnen Vorkommen unter sich keine seitliche Verbindung aufweisen, dass also die Breccien als Linsen aufzufassen sind, was bereits KAUFMANN erkannt hatte (Lit. 31). Sehr schön

lässt sich dieses seitliche Auskeilen der Grobsandfacies am Flyschrücken zwischen Stein und Steinköpfli zeigen. Die Grobsandfacies ist als ca. 2 m mächtige Bank an der SW-Abdachung dieser Kuppe auf Q. 1520, in einem kleinen Anriss gut aufgeschlossen. Kaum 50 m davon entfernt, sind die Gesteine in ausgedehnten Anrissen am NE-Abhang der Beobachtung zugänglich. Die grobe Breccie konnten wir jedoch nirgends mehr feststellen, trotzdem sie auf Grund ihrer Streichrichtung in diesen Anrissen unbedingt wieder erscheinen sollte. An Stelle der Breccie fanden wir im tonig-mergeligen Material nur zwei mittelkörnige Sandsteinbänke mit einzelnen Fossiltrümmern. Für eine Querstörung ergeben sich keine Anhaltspunkte.

Im weitern zeigte sich, dass diese Breccien in kleinern Vorkommen über das ganze Gebiet des subalpinen Flysches zerstreut liegen, wie das aus der Karte (Tafel VII) hervorgeht. Auffallend ist, dass die Grobsandfacies in einem den Schürflingszonen nördlich vorgelagerten Streifen auftritt. In dem schmalen Flyschstreifen, welcher zwischen den Schürflingszonen und der Randkette liegt, konnten wir nur ein einziges Vorkommen von zoogener Breccie feststellen (südlich Hint. Betenalp). Dazu ist allerdings zu bemerken, dass die ausgedehnten Gehängeschuttmassen der Randkette weitaus den grössten Teil dieses Flyschstreifens bedecken, so dass ein abschliessenden Urteil nicht möglich ist.

Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke dieser zoogenen Breccie ist im allgemeinen verhältnismässig gering. Die von KAUFMANN (Lit. 31, p. 345) beschriebene Bank von Thoregg (Fig. 2), bei der es sich um das bedeutendste Vorkommen dieser Art handelt, misst ca. 1 m.

Ein weiterer schöner Aufschluss im Grobsand befindet sich ca. 30 m NE des Stadels von Heftisiten. Die grobbrecciöse Bank erreicht hier maximal 50 cm Mächtigkeit. Diese Fundstelle ist von besonderem Interesse, weil hier der Schichtverband der Grobsandfacies mit den Mergeln und Sandsteinen des Flyschs besser ersichtlich ist als bei Thoregg.

Der gesamte Komplex, welcher 55° S-Fallen aufweist, zeigt von N nach S folgende Anordnung:

1. 40—45 cm grobkörnige, zoogene Breccie. In spärlicher kalkiger Grundmasse treten vorwiegend eckige, seltener gerundete Quarzkörner bis zu 0,5 cm Durchmesser auf. Die fremden Komponenten, welche bis 4 cm Dm. erreichen können, bestehen im wesentlichen aus Schrattenkalk, Seewerkalk und flyschartigen Mergelbrocken. Organismenreste:

Algen: Lithothamnien,
Distichoplax biserialis (DIETRICH),
Foraminiferen: Globigerinen,
Carpenterien,
Heterostegina cf. *helvetica* KAUFM.,
Rotaliden,
wenige kleine Nummuliten,
Pellatispira sp.
Discocyclinen, Asterocyclinen,
Fabiania SILVESTRI,
Milioliden,
Halkyardia minima LIEBUS,
? *Chapmanina*,
ferner Echinodermenreste und Bryozoen.

Die grobe Breccie geht nach oben über in

2. eine ca. 40 cm mächtige, feinkörnige zoogene Breccie. Die lithologische Zusammensetzung entspricht genau derjenigen der Grobsande (1), nur sind

die Komponenten bedeutend kleiner. Auch die Fauna erweist sich gleich derjenigen von (1), die Foraminiferenschalen sind allerdings vielfach nur als Bruchstücke vorhanden. Die Nummuliten sind etwas zahlreicher vertreten als in (1), besonders die kleineren Formen, worunter *Nummulites fabianii* Prever.

Wieder nach allmählichem Übergang aus (2) folgt,

3. 70 cm mächtig, ein sehr feinkörniger, dünnbankiger, kalkiger, glimmerführender Sandstein (Macigno), in den Komponenten genau (1) und (2) entsprechend. Die nurmehr als Bruchstücke vorhandenen Foraminiferen dieser Mikrobreccie entsprechen den oben beschriebenen. Etwas zahlreicher sind hier Lithothamnientrümmer.

Aus 3 entwickeln sich langsam nach oben 4. die feingebankten, grauen Flyschmergel, deren Mächtigkeit hier nicht bestimmt werden kann, da sie rasch unter dem Schutt verschwinden.

Wir beobachten somit im subalpinen Flysch die gleiche Erscheinung, welche Schaub (Lit. 47, p. 208) aus dem Schlierenflysch von Obwalden beschreibt, nämlich den Übergang von grobbrecciösen Gesteinen an der Basis in feinkörnigere, sandige, harte Gesteine (Macigno nach Studer, Lit. 55, Kaufmann, Lit. 31) und hierauf durch Abnahme des Quarzgehaltes und fortschreitender Reduktion der Korngrösse in (Flysch-) Mergel.

Die Abnahme der Korngrösse nach oben wirkt sich auch auf den Fossilgehalt aus, indem in den basalen, groben Breccien die Grossforaminiferen, speziell Nummuliten und Discocyclinen äusserst zahlreich und fast unversehrt vorhanden sind, während man in den feinkörnigeren Gesteinen, neben einer relativ gut erhaltenen Kleinforaminiferenfauna, nurmehr deren Trümmer findet.

Macigno, Sandsteine.

Im Abschnitt über die Grobsandfacies wurde bereits über eine Verknüpfung feiner Sandsteine mit den Breccien der Grobsande hingewiesen und dabei gezeigt, dass es sich um kleinzyklische Ablagerungen handelt.

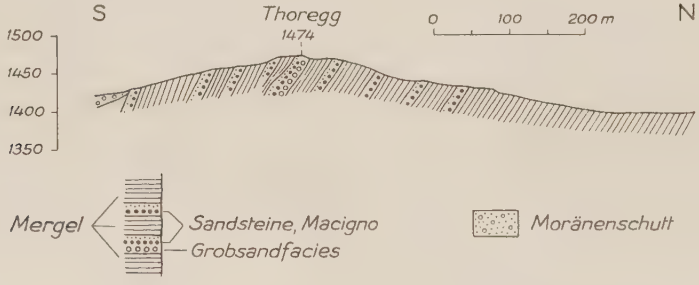


Fig. 2. Profil durch den Thoregg-Grat. Maßstab 1:10000.

Das Verhältnis von Grobsand zu Macigno und tonig-mergeligen Schiefern ist in Fig. 2, einem Profil durch das Vorkommen von Thoregg, dargestellt. In diesem Profil tritt nur eine einzige Grobsandbank auf, beim P. 1474. Weiter östlich hingegen, bei Heftisiten und Kadhaus, finden wir, immer an der Basis von Macigno, mehrere solcher Bänke. Es handelt sich also nicht um tektonische, sondern um

stratigraphische Repetitionen. Auch östlich von Thoregg, im Hohwäldlibach oberhalb Hint. Pörtnern, finden wir mehrere Grobsandbänke. Hier allerdings zeigt die Lagerung, dass tektonische Doppelung vorliegt. Die Macignobänke sind nun im subalpinen Flysch weitaus häufiger als die Grobsandbänke.

Die Häufigkeit der Macignobänke kann am besten am Rücken von Thoregg gezeigt werden (Fig. 2). Die Bänke weisen alle normale Lagerung auf. Nördlich des Profils von Fig. 2 treten an diesem Rücken auf eine Strecke von vielleicht 800 m bis zum Kontakt mit der Molasse am Hilfernpass noch mindestens 15 Macignobänke auf, welche alle normale Lagerung zu zeigen scheinen.

Alle diese Bänke, sowohl die im Profil Fig. 2 dargestellten, als auch diejenigen nördlich davon, zeigen im Dünnschliff Foraminiferen, welche auf Priabonien hinweisen. Häufig sind *Halkyardia* und *Heterostegina*. Man möchte am ehesten die ganze Sedimentserie des Rückens von Thoregg als normale Schichtfolge auffassen, deren Ältestes im N am Hilfernpass und deren Jüngstes südlich Thoregg läge. Es ist aber, obschon keine entsprechenden Beobachtungen vorliegen, wohl möglich, dass Repetitionen durch Schuppung vorhanden sind.

Mergelig-tonige Sedimente.

Wie schon oben festgestellt wurde, bilden mergelig-tonige Sedimente die Hauptmasse des subalpinen Flyschs. Meist sind sie hell- bis dunkelgrau, oft auch etwas bläulich, seltener gelblich-grau. Einzelne Partien zeigen ruhige Lagerung und gute Schichtung, so z. B. in den Schibengräben (Fig. 8, p. 135). Sehr oft sind sie jedoch stark verfaltet, von Kalzitadern und Rutschharnischen durchzogen, und die Schichtung ist durch ausgeprägte Clivage vollständig verwischt. Dies leistet der raschen Verwitterung Vorschub und hat ein Aufblättern und Zerfallen der Gesteine zu zentimeter- bis dezimeter-grossen Schuppen zur Folge. In den mergelig-tonigen Sedimenten treten häufig Enlagerungen von geringmächtigen (selten über 5 cm) Siltbänken auf. Sie sind besonders charakteristisch für die grauen Mergel. Ihre Untergrenze ist immer scharf, während gegen oben ein allmählicher Übergang in die Mergel zu beobachten ist.

Im Dünnschliff zeigen die Siltsteine einen mikrobrecciösen Aufbau, ähnlich den feinsandigen Bänken der Grobsandfacies. Wir stellen winzige Trümmer von Seewerkalk fest, ebenso spärliche Bruchstücke von Nummuliten und Discocyclinen. Daneben ist vielfach eine interessante Kleinforaminiferen-Gemeinschaft vertreten (vgl. p. 130). Eine auffallende Varietät innerhalb der Mergelmasse des subalpinen Flyschs stellen die Fleckenmergel dar. Es handelt sich hier um grünlich-graue Mergel mit dunklen, grau-braunen Flecken oder Schlieren. Stellenweise sind diesen Mergeln dichte, geringmächtige, helle Kalke eingelagert. In einzelnen Partien ist die Fleckung weniger ausgeprägt. Das Gestein zeigt dann Ähnlichkeit mit den sog. Leimernschichten, führt aber keine Globotruncanen. Die sich besonders in diesen Kalken oberflächlich abzeichnenden Globigerinen können unter Umständen sogar mit der Lupe nur schwer von Globotruncanen unterschieden werden.

H. Haus erwähnt (Lit. 37, p. 51) Leimernschichten im Gebiete des Oberlaufes des Steiglenbaches. Schliffuntersuchungen der betreffenden Gesteine — es handelt sich um Fleckenmergel — ergaben das Fehlen von Globotruncanen, hingegen das Vorhandensein zahlreicher Globigerinen, eine Tatsache, die wir im Laufe der Untersuchungen an zahlreichen andern Fleckenmergeln und -kalken aus dem subalpinen Flysch bestätigt erhielten.

In den Fleckenmergeln findet man ferner sandig-siltige Zwischenlagerungen, welche Discocyclinen- und Lithothamnienfragmente sowie schlecht gerollte Komponenten der grau-braunen Flyschmergel enthalten (z. B. im Hohwäldlibach, Q. 1180, Fig. 6, Koord. 8969/42575). Wir möchten hier betonen, dass sich auch diese Fleckenmergel samt Zwischenlagerungen nicht auf bestimmte Horizonte innerhalb der subalpinen Flyschzone beschränken, nicht einmal auf grössere einheitliche Komplexe. Sie können als geringmächtige Lagen (einige cm) plötzlich inmitten der „gewöhnlichen" grauen oder sogar braunen Flyschmergel auftreten. Hingegen scheinen sie in jenen Flyschpartien zu fehlen, in welchen die weiter unten beschriebenen grünlichen Sandsteine eingelagert sind.

Wir haben bereits erwähnt (p. 119), dass eigentliche Kalke nur selten am Aufbau des subalpinen Flyschs beteiligt sind. Eine merkwürdige Einlagerung von kalkigen Geröllen in hellgraue Flyschmergel ist jedoch auf Q. 1100 an der Mündung des Baches, der von Unt. Finsterwald gegen SE in den linken Arm des Hohwäldlibaches fliesst, zu beobachten. Die gut gerundeten Kalke erreichen Faustgrösse. Sie bilden keine Geröllage, sondern sind perlschnurartig in den Mergeln eingelagert. Die Gerölle selbst zeigen in einer dichten Grundmasse bis 1 cm grosse, hellere, teils gut gerundete und dunklere, ebenfalls kalkige Komponenten. Im Dünnschliff erweist sich, dass diese Komponenten gegen die sie umschliessende Grundmasse durch eine ca. 1 mm dicke Kalzitlamelle abgegrenzt sind. Grundmasse wie Komponenten enthalten Bruchstücke von Foraminiferen (Globigerinen). Das Gestein erweckt jedoch keineswegs den Eindruck eines Konglomerats. Es erinnert vielmehr an einen Flyschkalk, welcher Komponenten aus einer submarinen Rutschung enthält.

Grünliche Sandsteine (Taveyannazsandstein auct.).

Wie der Karte zu entnehmen ist, betrachten wir auch den sog. „Taveyannazsandstein" als „echtes" Flyschgestein. Bevor wir hier die Gründe anführen, welche uns diese Annahme als richtig erscheinen lässt, möchten wir die bisherigen Anschauungen über den Taveyannazsandstein im subalpinen Flysch kurz anführen.

Es muss auffallen, dass bereits die ältern Autoren Übergänge von Flysch in Taveyannazsandstein beobachteten (Rütimeyer, Lit. 45, p. 19/20, Studer, p. 113, 128, Kaufmann Lit. 31, p. 334, Profil XVI). Studer schreibt wörtlich: „An mehreren Stellen erscheint der Taviglianazsandstein so eng mit Flyschsandstein verbunden, dass er als eine eigenthümliche Abänderung desselben betrachtet werden kann."

Diese wichtigen Beobachtungen wurden offenbar von den jüngeren Bearbeitern übersehen (Schider, Haus). Sie betrachteten den Taveyannazsandstein als flyschfremdes Gestein, das tektonisch als Schürfling in die Flyschmasse geraten sei. Als ursprüngliche Heimat dieser grünlichen Gesteine wurde allgemein die Diablerets-Decke bezeichnet.

Am besten sind die grünlichen Sandsteine in unserem Untersuchungsgebiet in den grossen Anrissen der Schibengräben aufgeschlossen (Fig. 7, 8, p. 134/135). Von dieser Gegend lassen sie sich mit abnehmender Mächtigkeit nach NE verfolgen, meist nicht weit entfernt von der Flysch-Kreidegrenze. Das nordöstlichste Vorkommen zwischen Grosser Emme und Waldemme fanden wir in Form einer ca. 5 m mächtigen Bank, welche aus dem Gehängeschutt auftaucht, ca. 400 m SE Schafweidli (von Schider als Valanginienkalk kartiert, vgl. Lit. 66).

Das Gestein, wie es uns in den meisten Fällen entgegen tritt, zeigt folgende Beschaffenheit:

Die Farbe wechselt von einem lichten Graugrün zu einem kräftigen Dunkelgrün. Die Verwitterungsrinde ist meist dunkelgrün. Die für den echten Taveyannazsandstein typische dunkle Fleckung konnten wir nirgends feststellen.

Das Gestein ist felsig, seine Grundmasse im allgemeinen feinkörnig. Bereits makroskopisch sind vereinzelt Einsprenglinge erkennbar, vor allem Feldspäte (Plagioklase).

Detaillierte petrographische Untersuchungen der grünlichen Sandsteine aus dem subalpinen Flysch stehen noch aus. Indessen passen die allgemeinen petrographischen Feststellungen, welche von DE QUERVAIN (Lit. 40) und VUAGNAT (Lit. 62) in Spezialarbeiten über verschiedene Taveyannazsandsteine und „taveyannazähnliche" Sandsteine gemacht wurden, sehr gut auf unsere grünlichen Sandsteine. Die Hauptmasse dieser Gesteine in unserm Untersuchungsgebiet entspricht den Strukturtypen C und D von DE QUERVAIN (Lit. 40).

Im Dünnschliff erkennen wir, dass der grünliche Sandstein aus Einzelmineralien und aus kleinen Gesteinsbrocken aufgebaut wird. Die wichtigsten Einzelmineralien sind Quarz und Plagioklas, welche wohl den Tiefen- oder Ergussgesteinen entstammen dürften. Sie zeigen häufig undulöse Auslöschung und Glimmereinschlüsse. Die Hauptbestandteile der Ergussgesteinskomponenten sind Einsprenglinge von Plagioklasen, meist umgeben von Plagioklasmikrolithen. Dunkle Gemengteile (Augit, Hornblende) und Glimmer sind selten vertreten. Die meisten dieser Komponenten gehören dem andesitischen Strukturtyp von VUAGNAT an (Lit. 62, p. 358).

Granite oder andere Tiefengesteine konnten wir nicht erkennen, doch werden solche von HAUS (Lit. 27, p. 52) erwähnt. Eventuell sind kleine Quarzgerölle hierher zu stellen, welche aus einzelnen, eng miteinander verbundenen und verzahnten Quarzkörner bestehen. Die Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung.

Grobkörnige, zum Teil grobkonglomeratische Varietäten des grünlichen Sandsteins, wie sie H. HAUS (Lit. 27, p. 52) beschreibt, konnten wir anstehend nicht beobachten. Die von ihm genannten groben Konglomerate stecken als grössere Blöcke im Bach- und Moränenschutt im Sedelbach (Koord. 14545/37378).

Der kristalline Anteil dieser Komponenten ist nach Korngrösse und Zusammensetzung gleich wie bei den oben beschriebenen Sandsteinen. Die sedimentären Komponenten erreichen oft Faustgrösse. In der Hauptsache handelt es sich um Gerölle aus Seewerkalk, Schrattenkalk und Flyschmergeln. HAUS fand auch Nummulitenkalk mit Asterocyclinen und *Rotalia tuberculata* SCHUBERT. Im Dünnschliff konnten wir ferner Discocyclinen und recht häufig Lithothamnien feststellen. An einer dieser gut erhaltenen Algen konnten wir sowohl im Innern als auch an den randlichen Partien Plagioklaskristalle beobachten, welche, nach dem Auslöschungswinkel zu schliessen, ziemlich saure Neubildungen darstellen müssen.

Wenn wir auch diese Konglomerate nur im Blockschutt feststellen konnten, so besteht doch kein Zweifel, dass sie aus den höher oben am Hang anstehenden grünlichen Sandsteinen stammen müssen.

Was nun das Verhältnis dieser grünen Sandsteine zum Flysch anbelangt, so fiel uns auf, dass innerhalb eines solchen grösseren grünlichen Sandsteinkomplexes Partien vorkommen, welche von einem gewöhnlichen blau-grauen Flyschsandstein (Macigno) nicht zu unterscheiden sind. Besonders deutlich sind solche Stellen im 3. Schibengraben (Fig. 8) zu sehen. Sie wiederholen sich mehrfach in vertikaler

Richtung. Oft sind es nur einige cm dicke Lamellen, welche genau dem Macigno entsprechen.

Bei einer Begehung des 3. Schibengrabens zusammen mit Herrn Prof. VONDERSCHMITT konnte eindeutig festgestellt werden, dass dieser sog. Taveyannazsandstein, mit den Flyschgesteinen stratigraphisch durch Übergänge verbunden ist. Der besonders klare Aufschluss sei im folgenden beschrieben: Als Ausgangspunkt wählen wir das Weglein Schibenhüsi–Lauizug, welches den 3. Schibengraben auf Q. 1280 überquert. Von hier im Graben aufwärts stehen zunächst an:

1. graue, blättrig verwitternde Mergelschiefer mit geringem Glimmergehalt. Darin in ganz unregelmässigen Abständen eingelagert finden sich geringmächtige, gutgebankte Silte.

Die Mergelschiefer mit den Einlagerungen reichen bis auf Q. 1330. In der obersten Partie (1 m) dieser Mergelschiefer (1) beobachtet man einen allmählichen Übergang in

2. sandigere Mergelschiefer mit grünlichem Schimmer. Sie weisen an den Schichtflächen wulstartige Bildungen auf. Im Dünnschliff zeigen sich neben der kalkigen Grundmasse bereits Eruptivmaterialien, welche die Grünfärbung hervorrufen dürften. In diesen Mergeln stecken

3. faustgrosse Knollen eines grünlich-grauen, siltigen Gesteins. Es handelt sich dabei um eine Mikrobreccie, deren Grundmasse wie bei den Taveyannazsandsteinen aus Eruptivmaterial besteht. Darin befinden sich bis 2 cm grosse Komponenten von mergeligen und siltigen Flyschgesteinen.

Durch Zunahme der Eruptiv-Komponenten und der Korngrösse entwickelt sich dann ziemlich rasch

4. der klotzige, felsige „Taveyannazsandstein", der in der Folge in diesem Graben eine Mächtigkeit von über 100 m erreicht. In ihm befinden sich die oben erwähnten geringmächtigen Einlagerungen von Flyschsandstein (Macigno).

Der oben beschriebene Übergang von den grünlichen Sandsteinen zu Flyschmergeln, sowie das Auftreten von Macigno innerhalb der grünen Sandsteine veranlasst uns, dieselben nicht mehr als Schürflinge, sondern als zum Flysch gehörige Sandsteine zu betrachten.

Für stratigraphische Einlagerung im Flysch spricht auch das Vorkommen auf Q. 1230 im Betenalpbach. Hier finden wir eine hellgrüne Varietät, die im übrigen aber petrographisch mit den oben beschriebenen Vorkommen übereinstimmt, als 8 m mächtige Bank in siltige Mergel eingelagert. Der grünliche Sandstein selbst führt nur eine spärliche Foraminiferenfauna, nämlich Bruchstücke von Discocyclinen und Nummuliten. In den Flyschmergeln, wenige Dezimeter unterhalb des grünlichen Sandsteines, konnten wir in einer siltigen, härtern Bank Discocyclinen und Halkyardien feststellen. Die grünlichen, früher als Taveyannazsandsteine bezeichneten Gesteine sind also nicht ausschliesslich in den obersten Partien des subalpinen Flyschs vorhanden, sondern auch in tieferen, unterhalb der Hauptverbreitungszone der Schürflinge liegenden Zonen.

Wie oben schon bemerkt, zeigen die grünlichen Sandsteine die Fleckung und Flammung der typischen Taveyannazsandsteine nicht. Hingegen entsprechen sie und die mit ihnen verknüpften Mergel in jeder Hinsicht den in der Diablerets-Decke über dem Taveyannazsandstein auftretenden Schichten, welche von M. LUGEON (Lit. 36, p. 13) als Flysch helvétique bezeichnet werden. Wir konnten uns hiervon anlässlich einer Exkursion in das Creux de Champ (südlich Diablerets) überzeugen. Gesteinsmuster, die wir auf Q. 1450 in der steilen Runse nördlich P. 1303 bei den Hütten von Creux de Champ (Koord. 131000/579550) sammelten, zeigen makroskopisch und mikroskopisch dieselben Merkmale wie die grünlichen Sandsteine aus dem subalpinen Flysch. Sie enthalten ebenfalls Bruchstücke von Discocyclinen und Nummuliten, ausserdem aber auch *Fabiania* SILVESTRI.

b) Das Alter des subalpinen Flyschs.

Der subalpine Flysch ist bald dem Untereocaen, bald dem Obereocaen zugewiesen worden. Die Altersbestimmungen stützen sich meist auf Fossilien aus der Grobsandfacies. So schloss KAUFMANN zum Teil an Hand der von DE LA HARPE bestimmten Nummuliten auf obereocaenes Alter. Eine Neubearbeitung der Nummuliten erfolgte durch LEUPOLD und ROZLOZSNIK.

LEUPOLD glaubte zuerst, der Grobsandfacies paläocaenes Alter zuschreiben zu können (Lit. 34, p. 306). In einer spätern Arbeit (Lit. 35, p. 283) spricht LEUPOLD, ohne eine Begründung zu geben, von priabonem Alter der Grobsandfacies, offenbar unter der Annahme, die älteren Nummuliten seien aufgearbeitet.

KAUFMANN (Lit. 31) führt aus dem Grobsand die folgenden Nummuliten und Assilinen auf:

N. Kaufmanni MAYER-EYMAR
N. striatus D'ARCHIAC
N. Tchihatcheffi D'ARCHIAC
N. variolarius SOWERBY,
N. Guettardi D'ARCHIAC
N. irregularis DESHAYES
A. exponens SOWERBY
A. mamillata D'ARCHIAC + var. a
A. placentula DESHAYES
N. Ramondi DEFRANCE
N. subirregularis DE LA HARPE

ROZLOZSNIK (Lit. 43) veröffentlichte ein Manuskript von DE LA HARPE, in welchem eine Anzahl Nummuliten und Assilinen aus dem Grobsand von Thoregg aufgeführt werden. Er führt folgende Formen auf:

N. distans DESHAYES, A-Form
N. latispira MENEGHINI, A-Form
N. subdistans nov. spec.
N. atacicus LEYMERIEI, A-Form
N. burdigalensis nov. spec.
A. exponens SOWERBY, A-Form
A. monachalis nov. spec. + var. minor

LEUPOLD (Lit. 34, p. 306) führte an Material, das von KAUFMANN gesammelt und präpariert worden war, Neubestimmungen aus. Er nennt folgende Formen, ohne eine mögliche Synonymie mit den ältern Autoren zu geben:

**N. globulus-guettardi*
N. lucasi
N. granifer
N. murchisoni
N. granulosa-leymeriei
N. irregularis
N. kaufmanni
N. distans
**N. millecaput* var. minor
**A. exponens*

Es fällt auf, dass in keiner dieser Listen Nummuliten des Obereocaens genannt werden, mit Ausnahme des *N. variolarius*.

Aus unsern eigenen Aufsammlungen konnten wir die in der Liste mit einem (*) versehenen Formen ebenfalls bestimmen. Dazu kommen noch die folgenden Nummuliten:

N. uroniensis
N. subplanulatus
N. fabianii (im Dünnschliff bestimmt)
A. granulosa

Die meisten der genannten Nummuliten und Assilinen stammen aus dem untern bis mittleren Lutétien. Eindeutig für Priabonien spricht hingegen *N. fabianii*. Wie weiter unten gezeigt wird, treten noch andere obereocaene Foraminiferen in der Grobsandfacies auf, so dass wir annehmen dürfen, die älteren Formen seien aufgearbeitet.

Ähnlich verhält es sich mit den Discocyclinen. Diese untersuchten wir eingehender, da die Formen der Grobsandfacies im Gegensatz zu den Nummuliten bisher kaum die nötige Beachtung fanden.

Wir möchten hier bemerken, dass wir die Bestimmung der einzelnen Individuen vor allem nach äussern Merkmalen vornahmen. Beim Studium der Embryonalanlagen konnten wir die Beobachtung von Brönnimann (Lit. 9, p. 10) bestätigen, dass das Verhältnis von Protoconch zu Deuteroconch kaum ein genügendes Charakteristikum bildet, um die Discocyclinen systematisch ordnen zu können, wie das van der Weijden (Lit. 59) versucht hat.

Wir hielten es daher für angezeigt, uns bei der Bestimmung vorläufig noch an die klassischen Arbeiten von Schlumberger (Lit. 51) und Douvillé (Lit. 19) zu halten.

Danach verteilen sich die Discocyclinen der Grobsandfacies (hauptsächlich Material von Thoregg) auf folgende Arten:

Discocyclina archiaci Schlumberger (ob. Lutétien)
Discocyclina scalaris Schlumberger (unt. Eocaen–unt. Obereocaen)
Discocyclina ephippium (Schlotheim) Guembel (Priabon)
Discocyclina marthae Schlumberger (basales–ob. Eocaen)
Discocyclina varians Kaufmann (ob. Lutétien–unt. Obereocaen)
Discocyclina dispansa Sowerby (Lutétien)
Asterocyclina cf. *stellata* d'Archiac (mittl.–ob. Lutétien)

Aus dieser Tabelle, welche allerdings keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt, geht hervor, dass auch die Discocyclinen zum Teil aufgearbeitet sind.

Diese aufgearbeiteten Nummuliten und Discocyclinen sind durchwegs gut erhalten und zeigen keine Spuren eines weiten Transportes. Auf die Frage nach der Herkunft dieser aufgearbeiteten Fossilien werden wir weiter unten (p. 149) zurückkommen.

Ausser diesen Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen treten im Grobsand noch folgende Foraminiferen auf:

Pellatispira madaraszi Hantken
Heterostegina cf. *helvetica* Kaufmann
Fabiania Silvestri (Riv. Ital. Pal. vol. 32, 1926, pp. 15—22, pl. 1, fig. 1—6) (= *Eodictyoconus* Cole & Bermudez 1944 = *Tschoppina* Keijzer, Lit. 32, vgl. Thalmann, Lit. 56, p. 356 und Cushman, Foraminifera, their Classification and Economic Use, 4th Ed., 1948)
Halkyardia minima Liebus
Linderina cf. *brugesi* Schlumberger

Das Auftreten von *Heterostegina helvetica* in der Grobsandfacies war bereits Kaufmann bekannt. Dies Fossil ist in diesen groben Breccien sehr häufig und kann überall in isolierten Exemplaren gefunden werden.

Ziemlich verbreitet ist auch *Fabiania* (Fig. 3). Wie *Heterostegina* ist sie in den feinsandigen Sedimenten nur in spärlichen Bruchstücken zu beobachten. *Fabiania* scheint zwar keine typisch obereocaene Form zu sein, wurde sie doch kürzlich laut einer mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. Reichel in Gesteinen von sicherem Lutétien-Alter entdeckt.

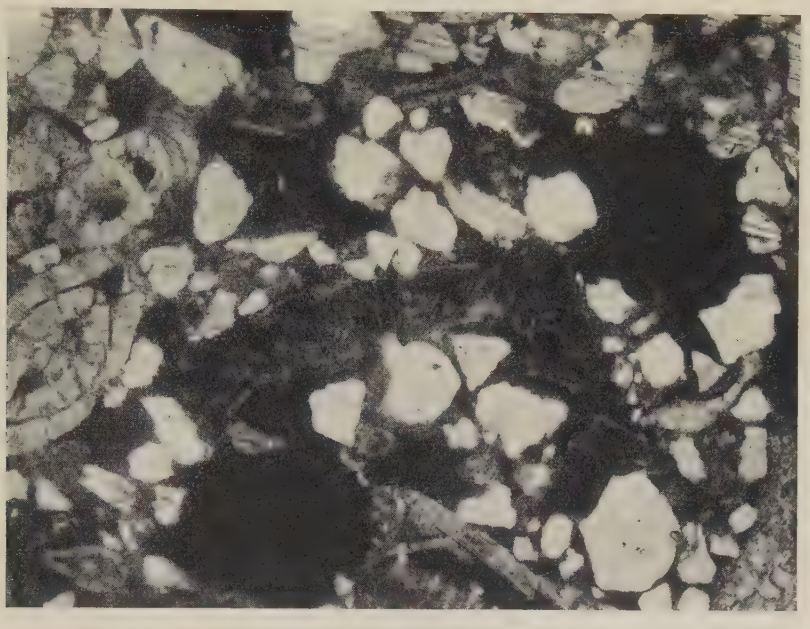


Fig. 3. *Fabiania* Silvestri. 25 × vergr. (Zentrum des Bildes), Kalkiger Sandstein. Bach 220 m nordwestlich Hohmädli, Q. 1305.

Wir haben *Fabiania* bereits aus dem Flysch helvétique der Diablerets erwähnt (vgl. p. 126). Sie ist im Verlaufe der letzten zwei Jahre aus verschiedenen Gebieten des helvetischen Tertiärs bekannt geworden (vgl. Lit. 4, 21). *Pellatispira* (Fig. 4) scheint im subalpinen Flysch seltener vertreten zu sein, fanden wir doch nur ein einziges, schlecht erhaltenes Exemplar aus der Grobsandfacies (Heftisiten, vgl. p. 121). Soviel sich bei dem schlechten Erhaltungszustand der Schale aussagen lässt, scheint morphologisch Übereinstimmung mit den von Tobler (Lit. 57, p. 172) aus dem Priabonien der Wildhorn-Decke beschriebenen Formen zu bestehen (vgl. dazu Schaub, Lit. 48, p. 380, ferner Pilloud, Lit. 39, p. 234; Furrer, Lit. 23, p. 120, 126, Soder, Lit. 52, p. 73).

Die Grobsandfacies, deren obereocaenes Alter wir hiermit nachgewiesen haben, ist, wie die Karte (Taf. VII) zeigt, eine lokal beschränkte Bildung. Viel grössere Verbreitung zeigen der Macigno und die dünnen Siltbänke (vgl. p. 122/23). Die Untersuchung dieser feinsandig-siltigen Flyschgesteine erfolgte mit Hilfe von Dünnschliffen. In diesen feinkörnigeren Sedimenten treten die Grossforaminiferen nur als Bruchstücke auf. Dafür konnte darin durch das ganze Profil des subalpinen Flyschs hindurch eine Vergesellschaftung von Kleinforaminiferen festgestellt werden, wie sie bisher aus alpinen Gebilden selten beschrieben worden sind (vgl. Forrer, Lit. 21, p. 134).

Es handelt sich um die auch in der Grobsandfacies auftretenden Arten

Halkyardia minima Liebus (Fig. 5),
Linderina brugesi Schlumberger (Fig. 6).

Halkyardia wurde aus dem subalpinen Flysch bereits von Haus (Lit. 27, p. 50) erwähnt. Bis heute wurde dieses Genus in Europa nur aus dem ausseralpinen

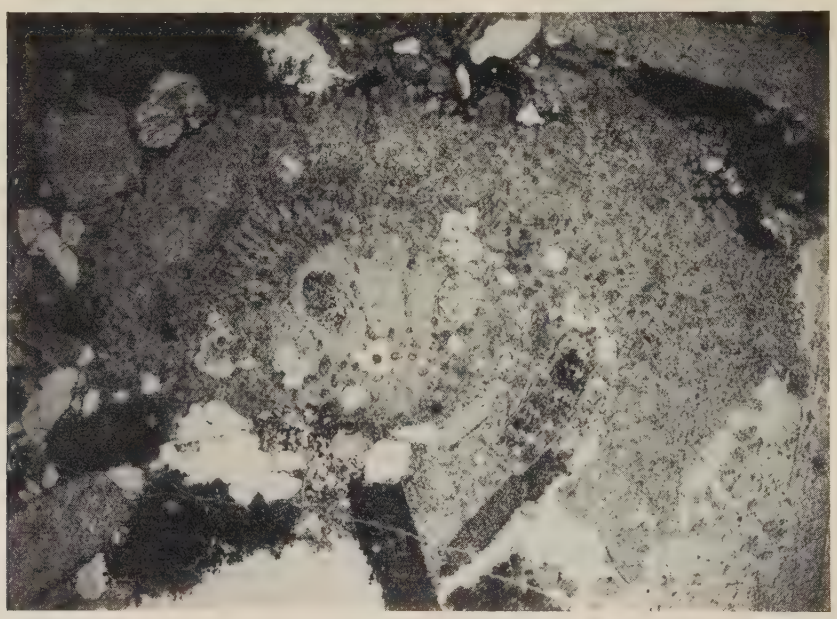


Fig. 4. *Pellatispira* cf. *maderaszi* Hantken, Q. 25 × vergr., Grobsandfacies. Heftisiten.

Tertiär beschrieben, wo es im obersten Eocaen, besonders aber im Oligocaen vorkommt (vgl. O. Renz, Lit. 42, p. 133). Ebenfalls in obereocaenen bis oligocaenen Sedimenten finden sich die Halkyardien in Niederländisch-Indien (vgl. Bursch, Lit. 11). In Süd- und Mittelamerika scheinen diese Foraminiferen sogar erst im Oligocaen aufzutreten (Stainforth, Lit. 53 vgl. auch H. E. Thalmann, Eclogae geol. Helv. Vol. 40, p. 368, Stratigraphische Verbreitung der Gattung *Halkyardia*).

Auf Grund zahlreicher Dünnschliffuntersuchungen von sandigen Lagen aus sämtlichen Niveaux (vgl. p. 122) des subalpinen Flyschs zwischen Molasse und Randkette, stellen wir fest, dass die Halkyardien fast ausnahmslos in allen sandigen Flyschsedimenten enthalten sind. Indessen treten diese Foraminiferen in den Gesteinen nie in grosser Zahl auf, so dass oft mehrere Schliffe eines Handstückes nötig sind, um wenigstens ein Individuum sicher bestimmen zu können.

Besonders schön erhaltene und relativ zahlreiche Halkyardien fanden wir in sehr quarzreichen Macignolagen am Weglein von Kadhaus nach Gross Imberg (Koord. 13225/37900).

Im äussern Aufbau zeigt *Halkyardia* grosse Ähnlichkeit mit *Linderina*, mit welcher sie zur Familie der Planorbuliniden gehört (vgl. Glaessner, Lit. 24,

p. 152). Diese wenig bekannte Form scheint wie *Halkyardia* auf das oberste Eocaen und das Oligocaen beschränkt zu sein (vgl. Lit. 50). Ein schönes Exemplar (Fig. 6) fanden wir in feinsandigen Mergelzwischenlagen im Betenalpbach auf Q. 1430 (Koord. 10795/40285).

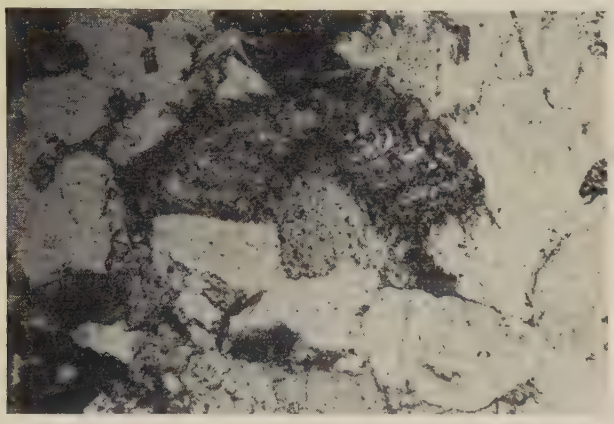


Fig. 5. *Halkyardia* cf. *minima* LIEBUS, 120 × vergr., Grobsandfacies. Weg Kadhaus–Gross Imberg.

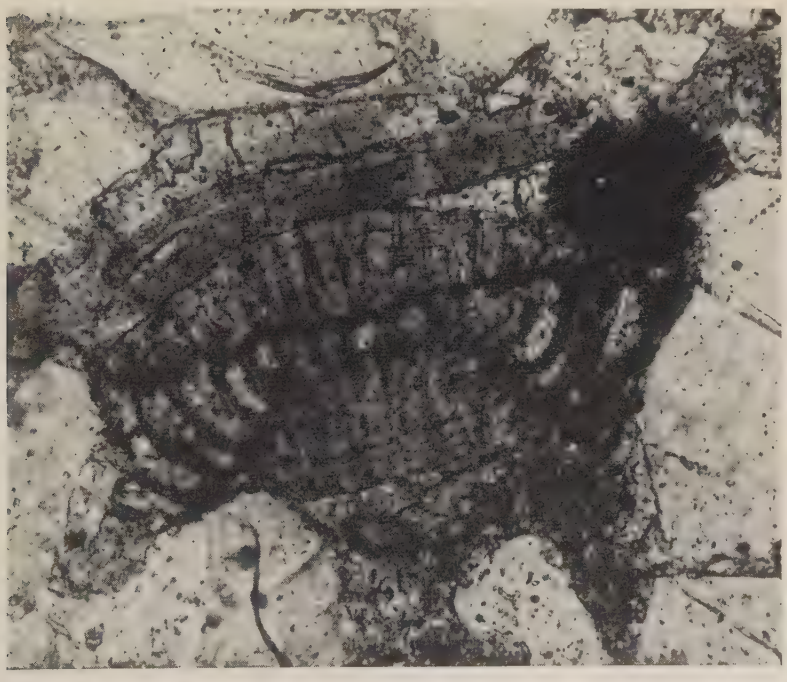


Fig. 6. *Linderina* cf. *brugesi* SCHLUMBERGER, 200 × vergr., sandige Mergellagen in der Grobsandfacies. Betenalpbach, Q. 1430 (Koord. 10795/40285).

Die Faunen der mergelig-tonigen Flyschgesteine beanspruchen höchstens rein paläontologische Interessen. Da wir die Foraminiferen nur in Dünnschliffen beobachten konnten, kommt der Bestimmung nur generelle Bedeutung zu. Sie lassen sich im wesentlichen folgenden Gruppen zuordnen (nach GLAESSNER Lit. 24):

Familie Discorbidae
Unt. Familie Discorbinae:
Discorbis LAMARCK,
Gyroidina D'ORBIGNY,
Eponides MONTFORT.
Unt. Familie Anomalininae:
Cibicides MONTFORT,
Planulina D'ORBIGNY.

Familie Globigerinidae
Unt. Familie Globigerininae:
Globigerina bulloides D'ORBIGNY,
Globigerina conglobata BRADY,
verschiedene, nicht näher bestimmbare Globigerinenspezies.

Daneben beobachtet man häufig die planispirale Form von *Globigerina*, *Globigerinella* CUSHMAN, welche nach GLAESSNER, (Lit. 24, p. 149) als subgenus von *Globigerina* D'ORBIGNY aufzufassen ist.

Die Fleckenmergel sind besonders reich an Kleinforaminiferen, welche fast ausnahmslos zu den Globigerininae gehören:

Globigerina D'ORBIGNY,
Globigerinella CUSHMAN,
Globigerinoides CUSHMAN,
Orbulina universa D'ORBIGNY.

Familie Globorotaliidae
Globorotalia CUSHMAN.

Aus den gegebenen Fossillisten geht hervor, dass der gesamte Flyschanteil des subalpinen Flyschs ins Obereocaen (Priabonien) zu stellen ist. Eine altersmässige Unterteilung des subalpinen Flyschs auf Grund der Faunen ist nicht möglich.

Halkyardia und *Linderina* kommen auch im Oligocaen vor. Leider sind wir, besonders was das alpine Gebiet betrifft, noch sehr wenig über das Auftreten und den Leitwert der Foraminiferen im Grenzgebiet Eocaen-Oligocaen unterrichtet. Von einer Bearbeitung der damit verknüpften Fragen dürfen interessante Resultate für die Alpengeologie erwartet werden.

c) Die Einschlüsse im subalpinen Flysch („Schürflinge").

Unter diesem Begriff „Einschlüsse im subalpinen Flysch" fassen wir alle die Gesteinskomplexe verschiedener stratigraphischer Einheiten zusammen, welche sich durch ihren vorwiegend kalkigen Aufbau von den Flyschsedimenten deutlich unterscheiden und mit ihnen stratigraphisch nicht verbunden werden können. Wir bezeichnen sie deshalb auch als „flyschfremde Gesteine".

Bis heute wurden diese Einschlüsse von den meisten Autoren (SCHIDER, MOLLET, FRÖHLICHER, LEUPOLD u. a.) als ursprünglich helvetischen Einheiten (Drusberg-Decke) angehörend angesehen, von wo sie durch eine darübergleitende

Schubmasse abgeschürft und in den subalpinen Flysch transportiert wurden. Daher auch der Name „Schürflinge".

Andere Möglichkeiten zog Haus (Lit. 27) in Betracht. Wir haben sie bereits im historischen Teil (p. 114) erwähnt und wollen sie im folgenden kurz prüfen. Haus stützte sich vor allem auf folgende zwei Punkte:

1. Die Schürflinge sind im Flysch konkordant eingelagert.

2. Die Schürflinge beschränken sich mit wenigen Ausnahmen auf eine bestimmte Zone innerhalb des subalpinen Flysches, welche sich nahe bei der Aufschiebungslinie der Randkette befindet.

Es hat sich nun gezeigt, dass die erste Feststellung von Haus nur teilweise zutrifft, denn in einigen Aufschlüssen beobachtet man zwischen den Einschlüssen und den Flyschsedimenten, den liegenden sowohl als auch den hangenden, bedeutende tektonische Diskordanzen, welche eine klare Trennung zwischen Flysch und Einschlüssen erlauben (z. B. im Anriss ca. 90 m NE Schibehüsi, Fig. 7).

Aber auch in den Fällen, wo Konkordanz herrscht, ist eine Abgrenzung infolge der lithologischen Verschiedenheiten nicht schwer zu treffen. Vor allem sind zwischen den Einschlüssen und den hangenden Flyschmassen keine Anzeichen eines ursprünglichen stratigraphischen Zusammenhanges wahrzunehmen. Konglomeratische Bildungen an der Basis der hangenden Flyschsedimente wurden nirgends festgestellt, so dass eine Transgression von Flysch auf Schürflinge unwahrscheinlich ist. Es mag hier auch erwähnt werden, dass in den Dünnschliffen Komponenten aus den Schürflingen in den Flyschsedimenten nirgends auftreten.

Was nun die zweite Feststellung von H. Haus anbelangt, so zeigte sich, dass tatsächlich alle grösseren Einschlüsse entlang der Randkette unweit von der Überschiebungslinie auftreten. Indessen ist bereits auf der Karte ersichtlich, dass die Schürflinge sich in zwei verschiedenen Zonen anordnen, welche in der Gegend von Hint. Betenalp konvergieren oder, was uns wahrscheinlich erscheint, sich überschneiden, und zwar sind es

I. eine südwestliche, höhere Zone, welche die Schürflinge von Schibehüsi, Gärtlen, Gross Imberg und den Assilinengrünsand von Stein (Koord. 12390/39210) umfasst;

II. eine nordöstliche, tiefere Zone, zu welcher die Schürflinge von Steinköpfli, Salzboden-Betenalp, Thoreggrat, In der Noth–Thor und Ob. Blasen gehören.

Wir werden im folgenden zeigen, dass sich die einzelnen Schürflinge nicht nur in bezug auf ihre Lage in verschiedenen Zonen, sondern auch durch zum Teil beträchtliche Abweichungen stratigraphischer und tektonischer Art voneinander unterscheiden.

Wie nun diese Schürflinge im einzelnen aufgebaut sind, soll in einer regionalen Beschreibung dargestellt werden.

Die südwestliche Zone von Schürflingen (Zone I).

Die Zone I ist charakterisiert durch das Auftreten von Wangschichten und Nummulitenkalk, zum Teil im Schichtverband mit Wangschichten. Ferner zeigen die früher als Schürflinge bezeichneten grünlichen Sandsteine in dieser Zone ihre grösste Mächtigkeit und Verbreitung.

Dies Gebiet ist von Haus anlässlich der Exkursion der S.S.G. im Jahre 1936 kursorisch untersucht und beschrieben worden (Lit. 26). Unsere Detailunter-

suchungen ergaben einige Änderungen der von HAUS gegebenen Profildarstellung (vgl. Fig. 7 und 8).

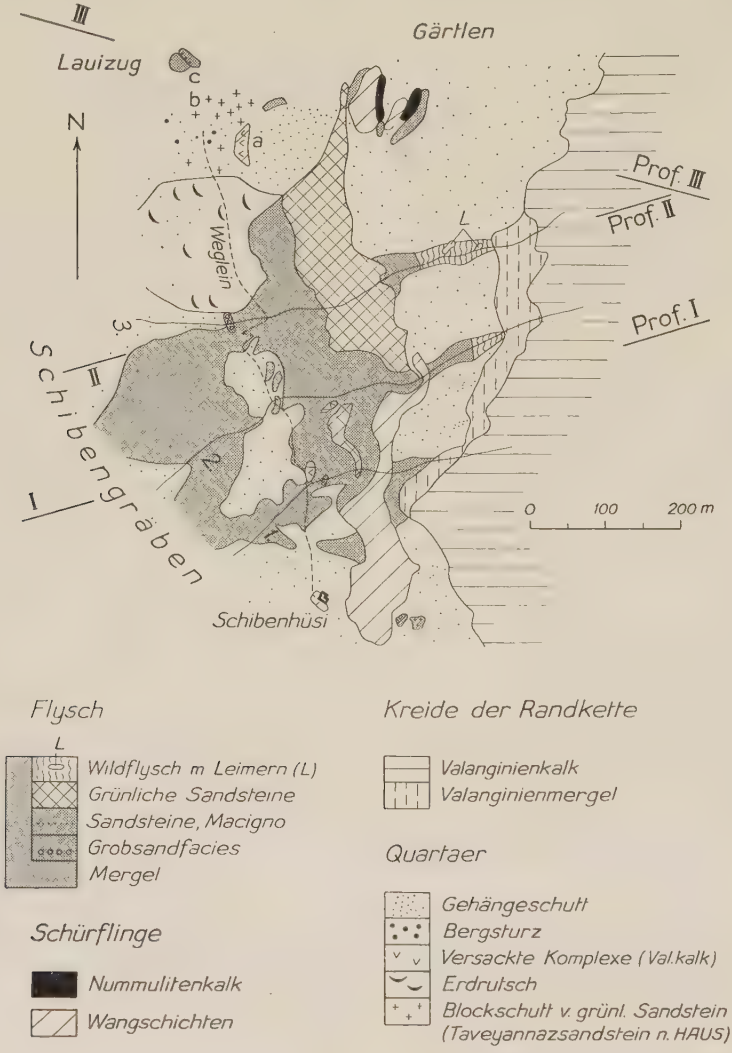


Fig. 7. Detailskizze der Schibengräben, Maßstab 1:10000.

Beim Schibenhüsi treten zwei Rippen von Wangschichten auf, eine kleinere bei der Hütte selbst, eine grössere höher östlich am Hang. Diese lässt sich bis in den zweiten Schibengraben verfolgen. Wie schon auf p. 133 bemerkt, lässt sich oberhalb der Hütte die diskordante Auflagerung von Wangschichten auf Flysch beobachten.

Den von HAUS am Weglein Schibehüsi–Lauizug nördlich von Schibehüsi angegebenen verquarzten Lithothamnienkalk konnten wir nicht finden. Hingegen

tritt dort ein versackter Valanginienkalk mit Quarz auf. Im ersten Schibengraben ist der Kontakt der Wangschichten mit dem Flysch nicht zu beobachten. Besser sind die Verhältnisse im zweiten Schibengraben aufgeschlossen, wo im S-Hang konkordante Einlagerung der Wangschichten in stark geschieferte Flyschmergel sichtbar ist. Der Kontakt ist tektonisch.

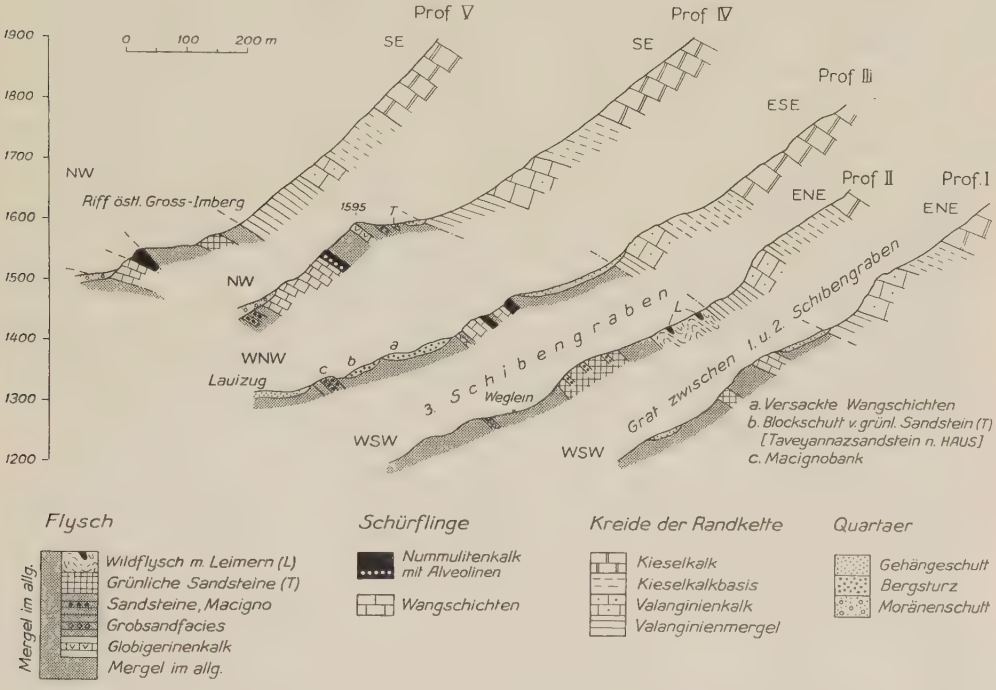


Fig. 8. Profilserie Gross Imberg–Schibengräben. Maßstab 1:12500.

Im dritten Schibengraben treten keine Schürflinge auf. Das Verhältnis von Flyschmergel zu grünlichem Sandstein wurde auf p. 125/26 beschrieben. Von Interesse ist, dass hier ca. 100 m unterhalb der grünlichen Sandsteine auch die Grobsandfacies auftritt (vgl. Profil II, Fig. 8). Anzeichen für eine Störung in den Mergeln zwischen Grobsand und grünlichen Sandsteinen sind keine vorhanden, die Mergel zeigen relativ ruhige Lagerung.

Der nächste Komplex von Wangschichten und Nummulitenkalken erscheint wenig südlich von Gärtlen. Er figuriert auf der Karte von SCHIDER (Lit. 66) als Valanginienkalk.

Wie Fig. 7 zeigt, handelt es sich um zwei Schuppen von Wangschichten mit Nummulitenkalk im Hangenden. Die beiden Schuppen sind getrennt durch eine Flyschlamelle (vgl. Fig. 8, Profil III).

HAUS gibt in seinem Profil (Lit. 26, p. 535, 3. Profil von links, Lauizug–Schybegütsch) wesentlich kompliziertere Verhältnisse an. Der von ihm bei Lauizug eingezeichnete Lithothamnienkalk entpuppte sich als ein etwas kalkiger Macigno mit Discocyclinen und Nummuliten-Bruchstücken (= c, Profil III, Fig. 7 und 8). Den mächtigen Taveyannazsandstein, welchen er darüber folgen lässt, müssen

wir als versackte Trümmermasse auffassen (= b in Profil III, Fig. 8 und Fig. 7), ebenso seine unterste Wangschuppe (= a, Profil III).

In der Verlängerung des Streichens der Wang-Nummulitenkalkschuppen südlich Gärtlen finden wir ca. 120 m nordöstlich Gärtlen einen weiteren Schürfling (Tafel VII, Koord. 14210/38225). Auch dieser Komplex wird von Wangschichten mit darüberliegendem Nummulitenkalk aufgebaut. Dies Schichtpaket ist diskordant in grau-braune Flyschmergel eingelagert.

Dieses Vorkommen liegt genau im Streichen des grossen Einschlusses von Wangschichten mit Nummuliten (Alveolinen-)kalk bei P. 1595 oberhalb Gross Imberg. Die Wangschichten sind am Hang gut aufgeschlossen. Der Nummulitenkalk ist am Grat, der sich vom P. 1595 gegen W zieht auf ca. 1560 m gut zugänglich und kann von hier dem Kamm entlang in nordöstlicher Richtung verfolgt werden (vgl. Fig. 8, Profil IV und Tafel VII). Darüber folgt konkordant eine Flyschserie. Sie besteht vorwiegend aus Mergelschiefer von wechselndem Habitus. So beobachten wir grau-braune und dunkelgraue Mergelschiefer, aber auch Fleckenmergel mit Globigerinen. Diesen Fleckenmergeln sind bis 2 m mächtige Bänke eines hellen, grau-grünlichen Kalkes eingelagert, der viele Globigerinen enthält.

Bei P. 1595 bildet eine mehrere Meter mächtige Sandsteinbank ein steil nach N abfallendes Wändchen. Es handelt sich um einen hellen, sehr harten Macigno, welcher nach oben in Mergel überzugehen scheint (vgl. Profil IV, Fig. 8). Dicht unter der Überschiebung der Randkette tritt in diesen Mergeln ein kleines Vorkommen von grünlichem Sandstein mit Eruptivmaterial auf.

Haus kam seinerzeit zu einer andern Auffassung (vgl. Lit. 26, p. 534/535). Er betrachtete nämlich die dem Nummuliten(Alveolinen-)kalk aufliegenden Mergelschiefer als mit den Wangschichten und Nummulitenkalken zu einer normalen Serie gehörend. Die eigentlichen Flyschgesteine liess er erst im Hangenden des quarzitischen Sandsteines beginnen (Macigno bei P. 1595). Wir können dieser Ansicht nicht beipflichten, da sowohl die Mergelschiefer als der Macigno von P. 1595 in jeder Hinsicht den Gesteinen der Flyschserie entsprechen. Ein eindeutiger tektonischer Kontakt zwischen Nummulitenkalk und Mergelschiefer lässt sich jedoch infolge der Aufschlussverhältnisse nicht beobachten. Einzig am Westgrat, dort wo Haus eine Transgressionsbildung an der Oberkante des Nummulitenkalkes angibt, lassen sich über diesen Bildungen Harnische und Scherflächen feststellen. Die von Haus angegebenen Transgressionsbildungen lassen sich nordöstlich am Hang nirgends mehr beobachten. Sie können nicht als Beweis für die Zugehörigkeit der hangenden Mergelschiefer zum Nummulitenkalk verwendet werden. Wir ziehen es deshalb vor, die hangenden Mergelschiefer und den Macigno von P. 1595 entsprechend ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit den Gesteinen des subalpinen Flysches als zu diesem gehörig zu betrachten.

Ein weiteres Vorkommen von Wangschichten mit Nummulitenkalk folgt ca. 400 m weiter nordöstlich, östlich der Hütten von Gross Imberg (vgl. Fig. 8, Profil V). Über bituminösen, sehr dunkel gefärbten Wangkalken folgt auf einer Scherfläche, ca. 25 m mächtig, heller Lithothamnienkalk mit Nummuliten. Dieser ist gegen oben ebenfalls durch eine Scherfläche begrenzt, auf welcher der Flysch auflagert. Im S wird der Lithothamnienkalk durch eine N 70 E streichende mit 50° nach S fallende Verwerfung abgeschnitten.

Den nächsten Einschluss im Flysch finden wir im obern Steiglenbach. Hier treten auf eine Länge von ca. 50 m Wangschichten zutage, welche auf drei Seiten von Schutt begrenzt werden. Sehr gut lässt sich der Kontakt mit den gleichsinnig einfallenden Flyschmergeln beobachten.

Ein kleineres Vorkommen von Nummulitenkalk sticht ca. 750 m nordöstlich Steinwäng aus dem Weidegrund hervor. Nur 150 m nordöstlich davon, südöstlich Steinköpfli, steht Assilinengrünsand an, den wir als den nordöstlichsten Aufschluss dieser Zone betrachten (vgl. p. 133).

Der Grünsand bildet hier eine ca. 5 m hohe, steile, schon von weitem sichtbare Wand. Der Kontakt mit den liegenden grauen Flyschmergeln ist infolge der Bedeckung mit Gehängeschutt nur schlecht zu sehen. Immerhin kann man erkennen, dass die Lagerung in den Flyschmergeln konkordant ist. Innerhalb der Grünsandbank kann man Partien mit ganz geringem Glaukonitgehalt feststellen, so dass das Gestein eher grau erscheint. Typisch ist auch die von KAUFMANN (Lit. 31, p. 341) von dieser Stelle beschriebene Ausbildung als Hakengrünsand.

Assilinen sind verhältnismässig selten, dafür sind sie meist recht gut erhalten, so dass man sie als *Assilina exponens* SOWERBY bestimmen kann.

Die obersten 50—70 cm dieser Grünsandbank scheinen völlig frei von Assilinen zu sein.

Die Stellung dieser Grünsandbank ist nicht ohne weiteres zu erkennen, da sie, von den übrigen Einschlüssen getrennt, isoliert im Flysch steckt. Wir kennen jedoch aus der Zone II Partien, wo Assilinengrünsand direkt auf Wangschichten transgrediert (vgl. p. 144). Es besteht somit die Möglichkeit, dass diese Grünsandbank südöstlich Steinköpfli ursprünglich das Hangende von Wangschichten bildete und nachträglich von diesen abgeschürft und verschleppt worden ist.

Die Wangschichten dieser südöstlichen Zone zeigen die bekannte Ausbildung als grauer Kieselkalk.

Im Dünnschliff zeigt sich eine hellbraune, kalzitische Grundmasse mit zahlreichen Spongiennadeln und spärlichen Glaukonitkörnern.

Foraminiferen:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT 1918),
Globigerinen.

Lokal können die Wangschichten schiefrig ausgebildet sein (z. B. Basis des Wangschürflings in der Quellrunse des Steiglenbaches). In diesen schiefrigen Kalken findet man ziemlich häufig Inoceramen sowie auch die sog. „Wangnudeln" (*Jereminella pfenderae* LUGEON).

Foraminiferen:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT 1918),
selten *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI,
Globotruncana ? leupoldi BOLLI,
Globigerinen.

Auf Grund von *Globotruncana stuarti* kommt den Wangschichten Maestrichtien-Alter zu.

Beim Nummulitenkalk handelt es sich um einen grau-blauen, dichten Kalk, welcher stellenweise kleine, glaukonitische Linsen aufweist, in welchen die Nummuliten fast vollständig durch Discocyclinen und Asterocyclinen verdrängt werden.

Lithothamnien sind oft zahlreich vertreten, so dass man gelegentlich von Lithothamnienkalken sprechen kann. Eine weitere Alge, welche am Aufbau der Nummulitenkalke wesentlich beteiligt ist, lässt sich mit *Distichoplax* (DIETRICH) gut vergleichen (vgl. v. PIA, Lit. 38, p. 14—18). Lamellibranchier sind durch *Pecten* vertreten.

Unter den Gastropoden beobachtet man relativ häufig *Tubulostium spirulaeum* Lamarck (olim *Rotularia spirulaea* Lamarck, vgl. Rutsch, Lit. 46). Rutsch bezeichnet sie als typische Formen des mediterranen Eocaens.

Foraminiferen konnten aus den dichten Kalken keine isoliert werden. Typische Formen sind jedoch makroskopisch oder an Hand von Dünnschliffen erkennbar, so z. B.:

Assilina praespira Douvillé (vgl. Lit. 2),
Rotalia spec.
Discocyclinen, zahlreiche kleine Nummuliten.

Diese Fauna lässt es als wahrscheinlich erscheinen, dass die Nummulitenkalke dem untern Lutétien angehören.

Alveolinenkalke. Stellenweise werden im Nummulitenkalk die Nummuliten fast gänzlich durch Alveolinen verdrängt. (Gross Imberg Fig. 7, 8). Die Untersuchung zeigte, dass sich die Alveolinen nicht auf bestimmte Lagen innerhalb des Nummulitenkalkes beschränken, sondern nesterweise darin verteilt sind. Diese Nester können unter Umständen beträchtliche Ausmasse erreichen, so dass man von Alveolinenkalken sprechen kann.

Nach guten Schnitten und leidlich erhaltenen Exemplaren an der Oberfläche zu urteilen, handelt es sich bei einem grossen Teil der Alveolinen wahrscheinlich um *Alveolina oblonga* d'Orbigny, welche nach Reichel (Lit. 41, p. 132) Cuisien bis unteres Lutétien kennzeichnet.

Die nordöstliche Zone von Schürflingen (Zone II).

Diese Zone hat ihren südwestlichsten Ausläufer im Nummulitenkalk von Steinköpfli und reicht im NE bis in die Gegend von Ob. Blasen.

Der Nummulitenkalk von Steinköpfli, welcher sich lithologisch und altersmässig von denjenigen der Zone I nicht unterscheidet, wird vollständig von Flyschmergeln umgeben, Wangschichten konnten weder im Liegenden noch im Hangenden gefunden werden.

Der Nummulitenkalk von Steinköpfli ist insofern von Wichtigkeit, als man an ihm den flyschfremden Charakter der Schürflinge, welche ohne seitliche Verbindung untereinander im Flysch stecken, erkennen kann. Der Kalk steckt im Grat und zeigt keine Fortsetzung weder in den recht tief eingeschnittenen Steiglenbach noch in den Ilfislibach. In beiden treten nur Flyschgesteine, aber keine Schürflinge auf. Die zahlreichen kleinern Vorkommen von Nummulitenkalk in den beiden Gräben und an ihren Hängen sind zweifellos versackt und stammen vom Steinköpfli her.

Die Aufschlüsse lassen auch kein Einstechen in die Tiefe erkennen, es scheint vielmehr, als ob die Ausdehnung der Schürflinge in der Nord-Süd-Richtung noch geringer sei als in der West-Ost-Richtung. Ganz ähnliche Beobachtungen lassen sich auch an den meisten andern Schürflingen machen (z. B.: Wangschürflinge am Thoregg-Grat, Fig. 9, 10).

250 m nordwestlich Steinköpfli tritt ein weiteres, ausgedehntes Vorkommen von Nummulitenkalk auf, vom letzteren getrennt durch eine Flyschzone mit Grobsandfacies. Der Nummulitenkalk tritt hier nicht wie am Steinköpfli als Rippe orographisch hervor, sondern bildet flache Kuppen in der Weide. Der Kontakt mit dem Flysch kann nirgends festgestellt werden. Wie aus der Karte ersichtlich ist, liegt das Vorkommen sehr nahe an der Molassegrenze. Man kann

sich fragen, ob dieser Nummulitenkalk wirklich noch zur II. Zone gezählt werden dürfe, oder ob es sich um eine besondere III. Zone handle.

Dem Nummulitenkalk von Steinköpfli in der Streichrichtung am nächsten liegen die Schürflinge von Betenalp–Salzboden. Es handelt sich hier auch wieder um einfache Schichtpakete von Wangschichten (Betenalp, Salzboden). Nummulitenkalk im Zusammenhang mit Wangschichten ist einzig bei Schafweidli zu beobachten, und zwar nur auf dem Kamm bei P. 1552. Eine Ausdehnung desselben bis zum Salzboden, wie Schider (Lit. 66) angibt, konnte nicht festgestellt werden. Es scheint, als ob Schider glaukonitische Lagen in den Wangschichten als Nummulitenkalk kartiert habe.

Die Wangschichten sind zur Hauptsache massig, doch schalten sich auch hier schiefrige Lagen ein, die allerdings nicht auf bestimmte Niveaux beschränkt zu sein scheinen.

In den dichten Wangkalken von Schafweidli fanden wir einen Ammoniten, welcher jedoch infolge seines schlechten Erhaltungszustandes nicht bestimmt werden konnte (vgl. dazu H. Haus, Lit. 26, p. 534).

Den Wangschichten von Schafweidli sind ferner geringmächtige Bänke eines glaukonitischen Sandkalkes eingelagert, dessen Quarzgehalt bis 45% betragen kann. Im Dünnschliff beobachtet man unter den Foraminiferen besonders sandige agglutinierende Formen, wie

Haplophragmium Reuss,
Textularia Defrance.

Daneben treten, allerdings selten, auch Globotruncanen auf. *Globotruncana* ? *conica* White), ferner die sog. *Amphistegina fleuriausi* d'Orbigny (vgl. Zimmermann, Lit. 64, Hofker, Lit. 28).

Die Nummulitenkalke entsprechen paläontologisch und lithologisch denjenigen der I. Zone mit der Ausnahme, dass sie keine Alveolinen enthalten. In den basalen Partien des Nummulitenkalkes, welcher das Hangende der Wangschichten von Schafweidli bildet, konnten wir im Dünnschliff aufgearbeitete Komponenten von Wangschichten mit *Globotruncana stuarti* erkennen. Makroskopisch sind diese Komponenten nicht sichtbar, so dass man kaum von basalen Konglomeraten sprechen kann.

Über die Art des Kontaktes dieser Einschlüsse mit dem Flysch kann infolge der ungünstigen Aufschlussverhältnisse nichts ausgesagt werden. Auffällig ist auch hier, dass der Komplex von Wangschichten und Nummulitenkalk nicht in verkehrter Lagerung, sondern normal in den Flysch eingespiesst erscheint.

Verfolgen wir nun den weitern Verlauf dieser II. Zone nach NE, so gelangen wir zu den Schürflingen am Thoregg-Grat.

Der Komplex der flyschfremden Gesteine des Thoregg-Grates ist am östlichen Abhang des Grates, ca. 300 m südwestlich der Alp Thor, besonders gut aufgeschlossen. Die westliche Abdachung des Grates ist grösstenteils von Schutt bedeckt, in einzelnen grösseren Anrissen in Flysch können die Schürflinge in der Streichrichtung der Zone II kaum mehr beobachtet werden. Es zeigt sich hier von neuem, dass Tiefgang und horizontale Ausdehnung der flyschfremden Gesteine gering sind (vgl. p. 138).

Verfolgen wir nun die Lage der einzelnen Schürflinge auf dem Thoregg-Grat von N nach S, so finden wir zunächst auf Q. 1485 eine Bank von Nummulitenkalk (vgl. Fig. 9, 10). Dieser blau-graue, etwas glaukonitische Kalk liegt diskordant auf grau-schwarzen Flyschmergeln. Der Nummulitenkalk ist stellenweise von kleinen Nummuliten übersät, während grössere Formen seltener sind. Im Dünnschliff

konnten wir *Assilina praespira* Douvillé feststellen, so dass dieser Nummulitenkalk nach den bisherigen Erfahrungen dem untern Lutétien zuzuordnen ist. Ebenfalls im Dünnschliff, allerdings sehr selten, konnten wir Bruchstücke von Alveolinen beobachten.

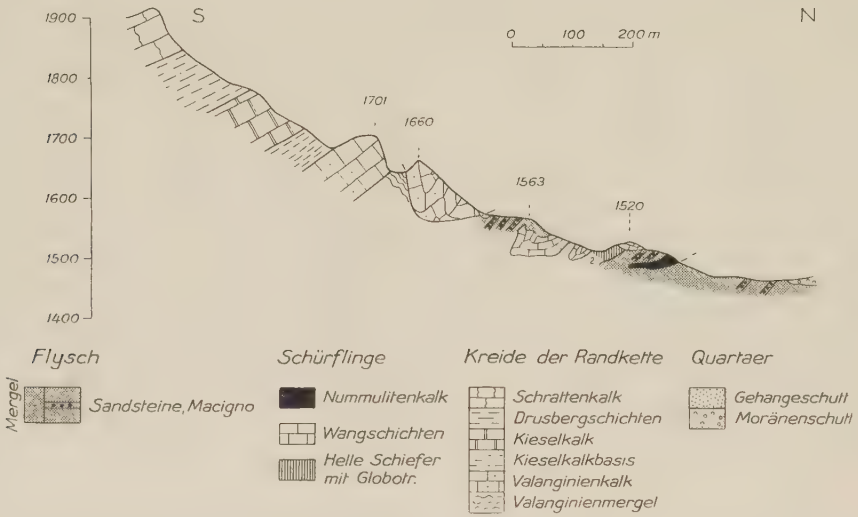


Fig. 9. Die Schürflinge des Thoregg-Grates. Maßstab 1:12 500.

Auf diesen Nummulitenkalk, welcher nach S rasch an Mächtigkeit verliert und in flache Lagerung übergeht, folgt noch einmal eine Flyschserie. Es handelt sich um graue, etwas spätige Mergel, welchen einzelne härtere, sandige Bänke eingelagert sind. Es sind dies Lagen von feinkörnigem Macigno, welcher stellenweise viel Glaukonit führt und kaum über 50 cm mächtig wird. Diese Flyschserie wird diskordant überlagert von Wangschichten, welche die kleine Erhebung bei P. 1520 bilden.

Die Wangschichten stellen den einzigen Horizont der verschürften Massen vom Thorgg-Grat dar, welcher sich auf der W-Abdachung des Grates auf eine grössere Strecke (ca. 120 m) verfolgen lässt.

Nach S folgen hellgraue, plattige Mergelschiefer, welche sich keilförmig zwischen die Wangschichten und den darunter liegenden Flysch einschieben. Diese Mergelschiefer enthalten Globotruncanen, welche gut mit *Globotruncana ventricosa* White (vgl. Lit. 63) übereinstimmen. Nach Bolli (Lit. 5, p. 231) wäre diese Form der Gruppe der *Globotruncana lapparenti bulloides* beizuordnen, welche Turonien–unt. Santonien anzeigt. Altersmässig entsprechen also diese grauen Mergelschiefer den Seewerschiefern, von denen sie sich auch lithologisch kaum unterscheiden.

Im Hangenden dieser Globotruncanenschiefer folgen diskordant noch einmal Wangschichten mit Inoceramen, die sich mit einem Unterbruch durch eine kleine Schutthalde rund 150 m nach E verfolgen lassen.

Diese Wangschichten werden nach S (bei P. 1563) von Flysch diskordant überlagert. Nördlich von P. 1562 ist der Flysch in eine Mulde zwischen Wang-

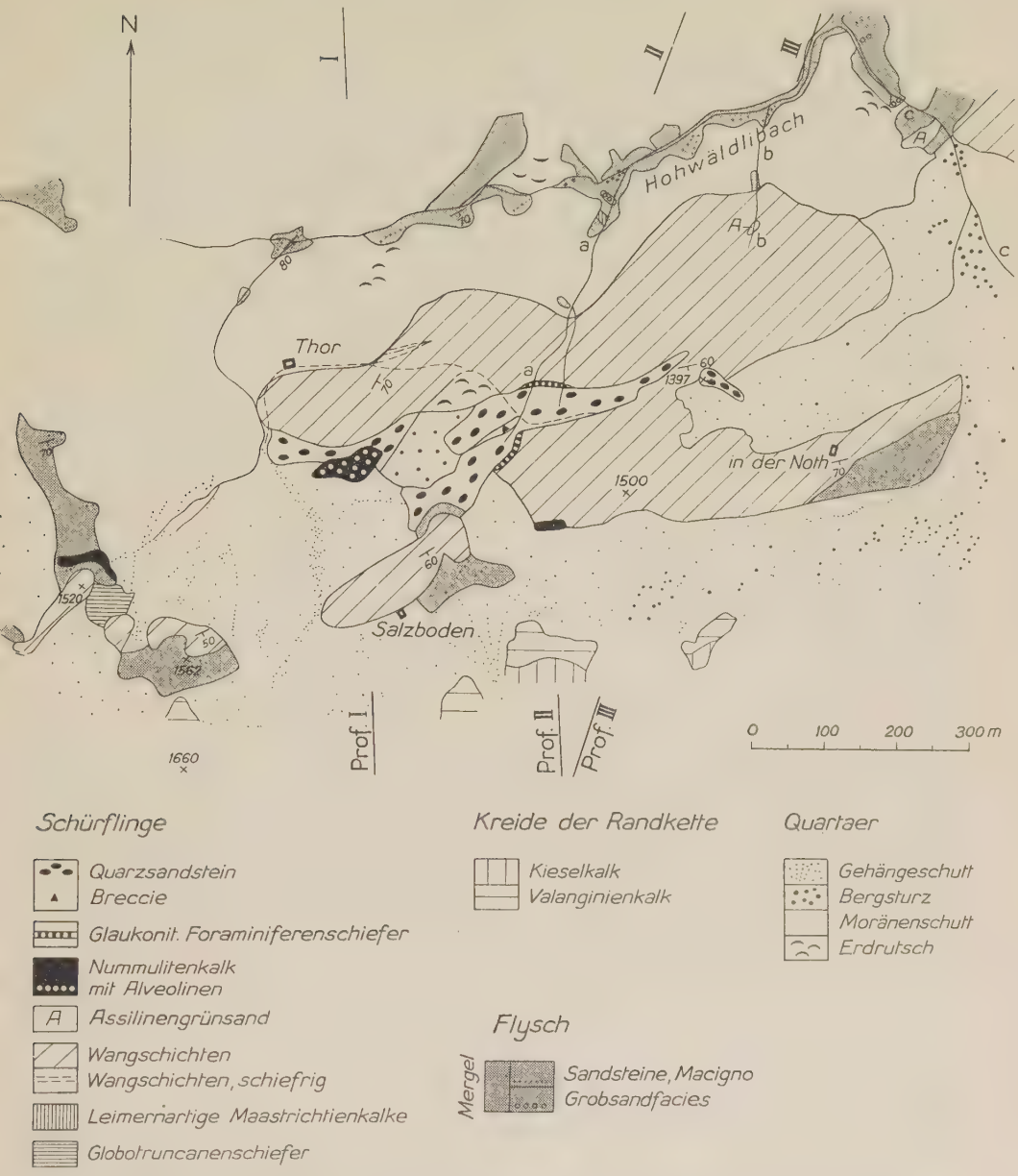


Fig. 10. Detailskizze des Gebietes zwischen Thoregg-Grat und Alp Emmenthal. Maßstab 1:10000.
(Profil I—III vgl. Fig. 11, p. 143.)

schichten eingefaltet. Es handelt sich um grau-braune bis gelbliche Flyschmergel, welchen eine grössere Anzahl von quarzreichen Sandsteinbänken eingelagert sind, die Halkyardien enthalten.

Wir unterscheiden also auf dem Thoregg-Grat zwei einzelne, voneinander durch Flysch getrennte, verschürfte Massen, nämlich

1. Nummulitenkalk.

2. Oberkretazische Globotruncanenschiefer und Wangschichten, welche vermutlich demselben Schichtverband angehören. Es scheint, dass die Globotruncanenschiefer den Kern einer kleinen Antiklinale bilden. Unsere Darstellung der verschürften Massen auf dem Thoregg-Grat weicht von derjenigen SCHIDER's (vgl. Lit. 66) ab. SCHIDER kartierte die Globotruncanenschiefer als Flysch, während er die im S aufliegenden Wangschichten grösstenteils als Valanginienkalk auffasste und nur gerade noch den östlichsten Teil als Wangschichten betrachtete.

Weiter im S gelangen wir auf dem Thoregg-Grat an die Überschiebung der Randkette. Der Kontakt selbst ist zwar von Gehängeschutt bedeckt, jedoch lässt bereits die Morphologie erkennen, dass hier an der Überschiebungszone besonders tektonische Verhältnisse vorliegen müssen.

Als basales Glied der Kreideserie der Randkette tritt hier der Valanginienkalk auf (P. 1660). Es handelt sich um ein grosses Schichtpaket, das wahrscheinlich bei der Überschiebung der Randkette aus seinem Schichtverband abgeschürft, zum Teil überfahren und in den liegenden subalpinen Flysch hineingepresst worden ist.

An diesen gänzlich anomal gelagerten, im Flysch steckenden Komplex schliesst sich im S die normale Kreideserie der Randkette an mit den Valanginienmergeln an der Basis. Diese sind jedoch nur an der westlichen Abdachung des Grates in einer kleinen Combe sichtbar, welche von dem abgeschürften Valanginienkalkpaket im N und dem normal gelagerten Valanginienkalk im S begrenzt wird.

Östlich der Kar-Nische von Thor folgt der mächtigste flyschfremde Komplex dieser Zone und damit unseres Gebietes überhaupt (Fig. 10, 11). Rein der Lage nach möchte man annehmen, er habe ursprünglich mit den eben beschriebenen Wang- und Nummulitenkalken vom Thoregg-Grat zusammengehangen. Im Kar selbst lässt sich der Zusammenhang nicht nachweisen (vgl. Fig. 10). Auch tektonische Analogien lassen sich nicht erkennen. Hingegen sprechen die grossen Massen von Wangschichten, Alveolinenkalk und Quarzsandstein in den Moränen des Kargletschers beidseitig des Hohwäldlibaches für ein ursprüngliches Hinreichen dieser Schichten in das Kar.

SCHIDER (Lit. 49, 66) hat die recht beträchtliche Ausdehnung des Schürflings von Thor–In der Noth nicht erkannt. Unsere Befunde stimmen mit den seinigen nur in bezug auf den Alveolinenkalk ca. 250 m südöstlich Thor überein. Die von ihm kartierten Valanginienkalke von Salzboden (südwestlich Thor) und In der Noth sind in Wirklichkeit Wangschichten, welche übrigens zum grossen Teil den südlichen Steilhang des Hohwäldlibaches zwischen Thor und Alp Emmenthal aufbauen.

Den von SCHIDER angegebenen Nummulitenkalk bei Salzboden (südwestlich Thor) konnten wir nicht finden, an jener Stelle stehen Wangschichten an.

An der Zusammensetzung des Schürflings von Thor–In der Noth sind die Wangschichten in erster Linie beteiligt. Sie treten im allgemeinen als dichte, gut gebankte Kalke auf. Eine schiefrige Ausbildung lässt sich am Weglein von Thor nach In der Noth, ca. 120 m östlich Thor beobachten.

Hier schalten sich dichte, quarzitische Lagen mit Glaukonit ein, welche ca. 10 m Mächtigkeit erreichen. Inoceramenschalen kommen in diesen Schichten, welche eine gewisse Ähnlichkeit

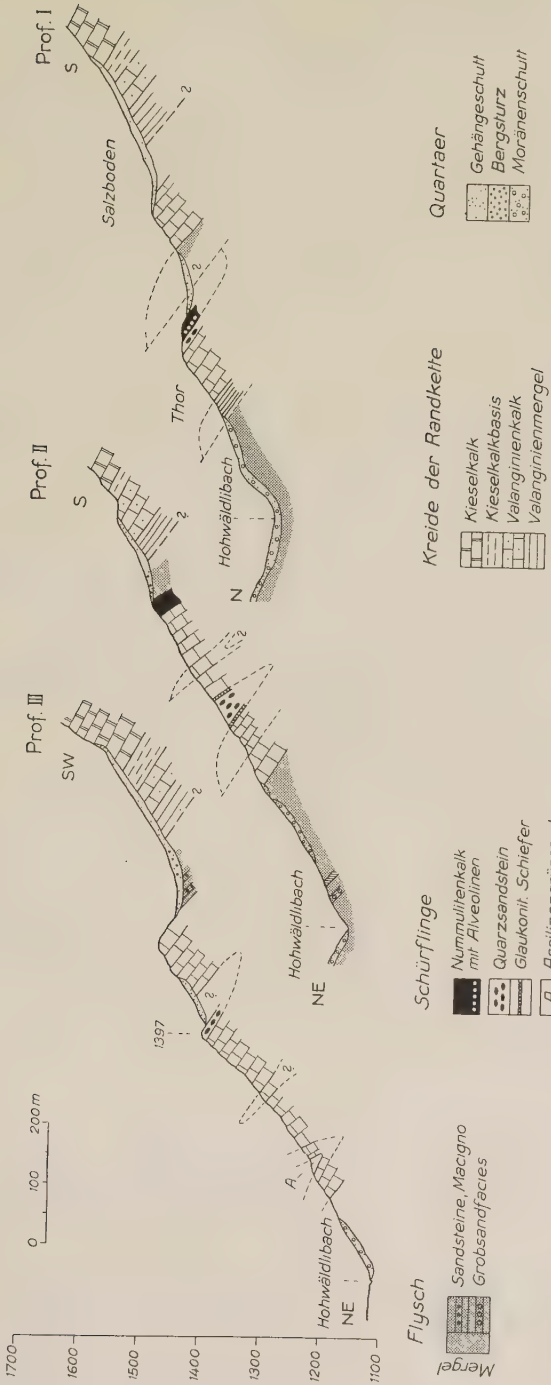


Fig. 11. Profilserie durch den Schürfling von Thor–In der Noth. Maßstab 1:12500. (Vgl. Fig. 10.)

mit Ölquarziten haben, zwar selten vor. Wir finden schiefrige Wangschichten an der Basis der Schuppe von Salzboden (Fig. 10) und vermuten, dass die schiefrige Ausbildung das basale Glied der Wangschichten darstellte.

Innerhalb der dichten, gut gebankten Wangkalke östlich unterhalb der Hütte In der Noth tritt eine glaukonitische sandige Bank auf. Sie enthält agglutinierende Foraminiferen und Haifischzähne. Diese Bank entspricht den glaukonitischen Schichten, die wir von Schafweidli beschrieben haben (vgl. p. 139).

Auf die Wangschichten finden wir recht verschiedene Bildungen transgredierend. In einem rechtsseitigen Zufluss des Hohwäldlibaches (in Fig. 10 als Bach a—a bezeichnet) finden wir auf Q. 1350 (vgl. auch Profil II, Fig. 11) auf den nach S einfallenden Wangkalken eine ca. 20 cm mächtige Lage von glaukonitischen Schiefern. Eine gleiche Schicht findet sich im Quellgebiet desselben Baches. Der Glaukonit tritt hier in Nestern von ca. 1 cm Durchmesser auf und gibt dem Gestein ein fleckiges Aussehen.

Im Dünnschliff zeigt dies Gestein zahlreiche Foraminiferen und Überreste kleiner Lamellibranchier. Auffallend sind besonders die grossen Globigerinen. Daneben beobachtet man kleine Discocyclinen, wenig Astrocyclinen, Cristellarien, spärliche agglutinierende Formen, sehr selten kleine, ungepfeilerte Nummuliten, sowie Bryozoen.

Zwischen diesen beiden glaukonitischen Horizonten finden wir Quarzsandstein eingeschlossen.

Der Quarzsandstein ist ein hellgraues, gelblich verwitterndes, ziemlich stark glimmeriges (Muskovit) Gestein. Die Quarzkörner können bis zu einem cm Durchmesser erreichen.

Die Grundmasse ist kalzitisch, der Quarzgehalt kann jedoch bis 50% betragen. Ein grosser Teil der Grundmasse wird durch Organismentrümmer gebildet, in erster Linie durch Foraminiferenschalen:

unbestimmbare, kleine Nummuliten,
kleine Discocyclinen,
Gyroidinen,
Carpenterien.

Am Weglein Thor-In der Noth, ca. 300 m ESE Thor, stellt man einen raschen Übergang des Quarzsandsteins in ein grobes Konglomerat fest, dessen Grundmasse der Quarzsandstein ist. Die meist kalkigen Komponenten bestehen aus:

Seewerkalk mit *Globotruncana lapparenti lapparenti*,
Schrattenkalk,
grauen, flyschartigen Mergeln,
Grünsand.

Die einzelnen Komponenten erreichen im Durchmesser mehrere cm. Die konglomeratische Bank misst ca. 2,5 m und ist im Liegenden wie auch im Hangenden von Quarzsandstein begrenzt. Ihre stratigraphische Lage innerhalb des Quarzsandsteins vermögen wir nicht anzugeben, nicht zuletzt auch infolge der ungünstigen Aufschlussverhältnisse.

Der Quarzsandstein tritt offenbar hier als Synklinalkern auf, der gegen E unterhalb P. 1397 in die Luft streicht. Gegen SW wird der Aufschluss breiter. Hier finden wir südlich der Alp Thor Nummuliten(Alveolinen-)kalk auf den Quarzsandstein aufgelagert. Auch hier treten die Alveolinen (*Alv.* cf. *oblonga*) nesterweise auf, ganz entsprechend dem Vorkommen von Gross Imberg (vgl. p. 138). Über die Gleichaltrigkeit dürfte kein Zweifel bestehen.

Die gleichartige Lagerung des Nummuliten(Alveolinen-)kalkes und des oben erwähnten Konglomerates innerhalb des Quarzsandsteines lässt gleiches Alter vermuten.

Da für den Nummulitenkalk untereocaenes Alter wahrscheinlich ist, kann der Quarzsandstein nicht jünger sein, wir müssen auch ihn als untereocaene Bildung betrachten.

Es war überraschend, an andern Stellen ein offenbar jüngeres Sediment auf die Wangschichten transgredierend zu finden. In einer kleinen Runse, welche von rechts in den Hohwäldlibach führt (b—b in Fig. 10, vgl. auch Profil III, Fig. 11) beobachten wir, synklinal in die Wangschichten eingelagert, ein Vorkommen eines stark glaukonitischen Sandkalkes. Dieser Grünsand führt *Assilina exponens* Sow., dürfte also Lutétien-Alter haben. Die Sande lassen sich im Streichen nur etwa 30 m weit verfolgen.

Ein entsprechender Grünsand tritt als 3 m mächtige Bank im Bach auf, der von der Alp Emmenthal her in den Hohwäldlibach fliesst (= c in Fig. 10). Das Liegende bilden graue Flyschmergel, welchen die Grünsandbank aufruht. Die Assilinen (*A. exponens* Sow.) sind ganz besonders häufig an der Basis, während sie gegen oben merklich abnehmen. Auch wird der massige Grünsand gegen oben schiefriger mit gleichzeitiger Abnahme des Glaukonitgehaltes. Der Kontakt mit den hangenden Flyschgesteinen konnte infolge der Verschuttung des Bachbettes nicht beobachtet werden. Ob nun dieser Assilinengrünsand ursprünglich mit den grossen Schürflingen von Thor–In der Noth oder Ob. Blasen stratigraphisch verbunden war, ist schwierig zu beurteilen. Wir nehmen an, dass der Grünsand ehemals auf den Wangschichten gelegen hat, da wir ja Grünsand als Hangendes der Wangschichten soeben beschrieben haben.

Eine tektonische Interpretation der Wangschichten und Nummulitenkalke ist in Fig. 11 gegeben. Klar und deutlich treten hier zwei Synklinalen hervor. Die eine wird von Quarzsandstein und Alveolinenkalk gebildet. In ihr liegt auch das oben erwähnte Konglomerat. Sie trennt die Wangschichten in einen obern und in einen einen untern Teil. Im untern Teil tritt die zweite Synklinale mit Assilinengrünsand auf (vgl. Profil III). Ob in dieser untern Schuppe ein Gewölbe versteckt ist (wie in Profil III angedeutet), kann im Felde nicht mit Sicherheit entschieden werden. Als Andeutung dafür kann man das Vorkommen von schiefrigen Wangschichten östlich Thor betrachten. Wie weiter oben ausgeführt wurde, vermuten wir, dass diese schiefrigen Schichten die Basis der Wangkalke bilden. Die unter diesen Schiefern weiter nordöstlich noch einmal auftretenden Wangschichten könnten den liegenden Schenkel eines Gewölbes bilden. Die verschiedene Steilheit des Einfallens der Wangschichten lassen eine solche Interpretation nicht als unmöglich erscheinen.

Die obere Schuppe zeigt durchwegs konkordantes Fallen. Für eine Doppelung innerhalb der Schuppe spricht das Auftreten von Nummulitenkalk westlich P. 1500 (Fig. 10 und Fig. 11, Profil III). Westlich des Nummulitenkalkes finden wir an der Basis der Wangkalke von Salzboden Flyschmergel, welche als an der Basis der Schuppe verschleppt oder als in den Kern eines Gewölbes eingepresst aufgefasst werden können (vgl. Profil I, Fig. 11).

Als weiterer grösserer Einschluss im subalpinen Flysch tritt bei Ob. Blasen erneut Wangschichten mit Quarzsandstein auf. Ob diese Schichten ursprünglich mit denjenigen von Thor–In der Noth zusammenhingen, bleibt fraglich. Das dazwischen liegende Gebiet der Alp Emmenthal ist mit Glazialschutt und Bergsturz bedeckt. Im Gehängeschutt wenig südöstlich Ob. Blasen (Koord. 8645/43345) findet man grössere Blöcke von Alveolinenkalk. Das Anstehende zu diesen Blöcken

konnte nicht beobachtet werden. Hingegen stechen ungefähr 600 m weiter südöstlich oberhalb Kurzenhütten Alveolinenkalke aus dem Gehängeschutt hervor, die wir als anstehend betrachten. Sie unterscheiden sich nicht von denjenigen südlich Thor. Interessant ist ihre Lage insofern, als dies Vorkommen bereits unter der Randkette liegt.

Weitere fremdartige Einschlüsse im Flysch.

Ein kleiner Einschluss, welcher offenbar ohne Zusammenhang mit den grossen verschürften Massen im Flysch steckt, findet sich auf Q. 1200 im rechtsseitigen Zufluss a—a des Hohwäldlibaches (Fig. 10, Profil II auf Fig. 11). Es handelt sich hier um eine ca. 7 m mächtige Bank eines dichten, leimernartigen Kalkes, welcher von zahlreichen Kalzitadern durchzogen ist.

Im Dünnschliff zeigen sich folgende Fossilien:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT 1918),
Pseudotextularia RZEHAK,
Ventilabrella CUSHMAN

Es scheint sich somit bei diesem Gestein um einen Kalk von Maestrichtienalter zu handeln.

Der weitere Verlauf dieser Bank lässt sich auf keine Seite hin verfolgen, da ausserhalb des Bachbettes sofort die glaziale Schuttbedeckung einsetzt. Deutlich sichtbar ist hingegen die konkordante Lagerung in den umgebenden, obereocaenen Fleckenmergeln. Die Abgrenzung ist scharf, Übergänge sind keine zu bemerken.

Ob es sich hier um tektonische oder stratigraphische Einlagerung durch submarine Rutschung handelt, kann nicht entschieden werden. Es ist bis jetzt das einzige uns bekannte Vorkommen dieser Art im subalpinen Flysch. Ob und wie ein Zusammenhang mit den auf p. 140 beschriebenen Oberkreide-Schiefern besteht, bleibt fraglich.

Als weiteren Einschluss im subalpinen Flysch, der nicht mit den Wangschichten in Beziehung gebracht werden kann, ist ein Vorkommen von Gips im Bache nördlich Heftiegg zu erwähnen. Dieses wurde schon von FRÖHLICHER (Lit. 22, p. 41) signalisiert und liegt nur wenig südlich der Grenze[2]) Flysch–Molasse.

Die Aufschlussverhältnisse sind hier nicht gut. Aus dem steilen Bachbord sticht der Gips in einer Mächtigkeit von ca. 6 m aus dem Schutt hervor. Er fällt mit ungefähr 50° nach S ein und ist durchzogen von zahlreichen grauschwarzen tonigen Lagen. Der Fuss des Aufschlusses ist mit Schutt bedeckt, so dass der Kontakt mit Flysch oder andern Gesteinen nicht festgestellt werden kann. Im Hangenden des Gipses folgen stark gequälte, bunte Mergel mit einzelnen Blöcken von kompaktem gelblichem Dolomit und Einlagerung von rauhwackeähnlichen Breccien. Ihrer Facies nach gehören diese noch zum Gips. Angepresst folgen darüber Flyschsandsteine und Flyschmergel. Die Sandsteine zeigen im Dünnschliff Nummuliten und Discocyclinen. Dieses Gipsvorkommen ist das einzige in unserem Untersuchungsgebiet. Soweit die Literaturangaben eine Beurteilung zulassen, scheint der Gips im subalpinen Flysch zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee überhaupt selten aufzutreten. Aus dem Randflysch nördlich des Thunersees beschreibt RÜTIMEYER (Lit. 45, p. 48) die Gipsklippe von Rothbühl, welche jedoch heute infolge der Vegetation der Beobachtung nicht mehr zugänglich ist (vgl. BECK,

[2]) Auf der Karte von SCHIDER ist diese Grenze 300 m zu weit nördlich eingezeichnet.

Lit. 3, p. 45). Nach Rütimeyer tritt der Gips von Rotbühl zusammen mit Chatelkalk auf. Er kann also als Trias der Klippenregion angesprochen werden. Das Vorkommen von Gips, bunten Mergeln und Dolomit nördlich Heftiegg zeigt ebenfalls Ähnlichkeit mit Klippengesteinen: Es entspricht ganz der Vergesellschaftung von Gips usw. mit Flysch im Gebiete von Glaubenbielen (Giswilerstöcke, vgl. Lit. 60, p. 19). Auch hier führen die mit dem Gips verknüpften Flyschsandsteine Nummuliten und Discocyclinen. Leider gelang es uns nicht, festzustellen, ob die mit dem Gips verknüpften Flyschsandsteine von Glaubenbielen und Heftiegg mit den Gesteinen des subalpinen Flyschs gleichaltrig sind. Es wäre denkbar, dass die mit dem Gips verknüpften Flyschsandsteine von Heftiegg älter sind als der subalpine Flysch und auch altersmässig denjenigen von Glaubenbielen entsprechen. Es ist somit nicht ausgeschlossen, dass der mit dem Gips verfaltete Flysch ebenfalls als fremder Einschluss im subalpinen Flysch zu betrachten ist.

Stellung und Herkunft des subalpinen Flyschs.

Wir erwähnten bereits, dass die Fragen nach Stellung und Herkunft kaum beantwortet werden können, bevor der gesamte Randflysch zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee untersucht worden ist (vgl. p. 115). Wie nämlich aus früheren Untersuchungen hervorgeht, scheint der subalpine Flysch regional von SW nach NE eine verschiedene Ausbildung und Zusammensetzung aufzuweisen. So scheint die südwestlichste Region des Randflysches (vgl. Beck, Lit. 3) besonders zahlreich Trias- und Liasgesteine der Klippen, sowie kristalline Gesteine zu enthalten, während Einschlüsse von helvetischer Facies (Wangschichten, Nummulitenkalke) selten oder überhaupt nicht vorhanden sind.

Die nordöstlich anschliessende, von Haus (Lit. 27) untersuchte subalpine Flyschzone weist besonders im NE eine beträchtliche Ausdehnung der grünlichen Sandsteine auf. Hingegen sind Klippengesteine selten. Auch Einschlüsse von Wangschichten und Nummulitenkalken treten selten auf. Kristalline Gesteine und Breccien beschreibt Haus nur aus dem äussersten SW dieser Region.

Unser Untersuchungsgebiet am N-Fusse der Schrattenfluh ist gekennzeichnet durch

1. das Fehlen der kristallinen Elemente, sei es als Blöcke (Habkerngranit) im Flysch oder als Komponenten von Breccien (z. B. in der Grobsandfacies);
2. die grosse Verbreitung der grünlichen Sandsteine;
3. die Anhäufung kretazisch-eocaener Schürflinge, vor allem im östlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes.

Die nordöstliche Fortsetzung dieses Gebietes, nördlich von Schafmatt–Schimberg wurde von Mollet (Lit. 37) bearbeitet. Er gibt aus dieser Zone ein einziges grösseres Nummulitenriff an. Wangschichten, Klippengesteine, aber auch der grünliche Sandstein scheinen vollkommen zu fehlen. Hingegen gibt Mollet polygene Breccien mit kristallinen Komponenten an.

Aus dem subalpinen Flysch nördlich des Pilatus sind Malmkalke (Tithon) bekannt, die mit denjenigen der zone externe der Préalpes verglichen werden (Buxtorf, Lit. 15). Ebenso sind in dieser Zone Konglomerate mit kristallinen Komponenten von A. Buxtorf gefunden worden (das Handstück befindet sich in der Sammlung des geologischen Institutes Basel). Daraus ergibt sich, dass wir unsere Ergebnisse nicht einmal auf den gesamten Randflysch zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee übertragen dürfen. Wenn wir hier trotzdem einige Ge-

danken zur Herkunft und Stellung des subalpinen Flysches äussern, geschieht dies unter Vorbehalt.

Anhaltspunkte für einen eventuell ursprünglichen Zusammenhang der heterogen zusammengesetzten subalpinen Flyschzone mit andern tektonischen Elementen liefern uns am ehesten lithologische und paläontologische Vergleiche. Vor allem handelt es sich darum, die einzelnen Komponenten (Einschlüsse, Flyschanteil) des subalpinen Flysches in dieser Hinsicht gesondert zu betrachten, da wir nunmehr annehmen dürfen, dass sie verschiedenen tektonischen Zonen entstammen müssen und nun den subalpinen Flysch in seiner Gesamtheit aufbauen.

Für die grössern flyschfremden Komplexe, namentlich Wangschichten mit Nummulitenkalk und Quarzsandstein, müssen wir als ursprüngliche Heimat den südlichen Teil der Drusberg-Decke annehmen, wie das bereits von verschiedenen Autoren ausgesprochen wurde. Schwieriger gestaltet sich eine Herleitung der kleineren Einschlüsse, wie Gips und leimernartiger Kalke. Für den Gips dürfte ein ehemaliger Zusammenhang mit den zentralschweizerischen Klippen am ehesten in Frage kommen[3]).

Ungewissheit in bezug auf die Herkunft besteht auch bei den leimernartigen Kalken von Maestrichtien-Alter (vgl. p. 146). Interessant ist die Tatsache, dass ähnliche Gesteine auch im Wildflysch der Habkern-Zone südlich der Schrattenfluh gefunden worden sind (vgl. Lit. 52, p. 76).

Für den eigentlichen Flyschanteil der subalpinen Flyschzone erscheint ein Vergleich mit den südlich der Randkette gelegenen Flyschzonen naheliegend (vgl. Fig. 1). Haus war der Ansicht, dass der grösste Teil des subalpinen Flyschs aus dem Schlierenflysch herzuleiten sei. Wir können aus folgenden Gründen dieser Auffassung nicht zustimmen: Der Schlierenflysch ist rein detritisch, während der subalpine Flysch recht häufig kalkige, globigerinenreiche Schiefer, Fleckenmergel und Kalke, sowie organismenreiche Sande enthält. Es sind vor allem aber altersmässige Differenzen, die gegen eine solche Verbindung sprechen, da der Schlierenflysch kretazisches bis untereocaenes Alter hat. Ob in den übrigen Abschnitten des Randflysches einmal Schlierenflysch gefunden werden kann, erscheint uns höchst fraglich.

Ebensowenig scheint ein Zusammenhang mit dem ebenfalls obereocaenen Wildflysch der Habkern-Zone zu bestehen. Die hier relativ zahlreichen kristallinen Gesteine (Habkerngranite) kennen wir im subalpinen Flysch nicht. Andrerseits fehlt dem Wildflysch südlich der Schrattenfluh die Grobsandfacies mit den aufgearbeiteten Faunen. Ferner stellt sich hier die Frage nach der Altersgleichheit von subalpinem Flysch und Habkernflysch. Beide sind obereocaen, beide als Priabonien bezeichnet. Die Abgrenzung und Unterteilung von Priabonien im alpinen Gebiet ist heute nicht eindeutig festgelegt. Die Faunen, welche im subalpinen Flysch auftreten, sind nicht völlig identisch mit denjenigen der Habkern-Zone. So treten im subalpinen Flysch relativ häufig *Linderina* und *Halkyardia* auf, während sie in der Habkern-Zone zu fehlen scheinen oder doch sehr selten sind. Eine eingehende Bearbeitung der Priabon-Faunen des alpinen Gebietes und ein Vergleich mit ausseralpinen Gebieten wird heute eine Notwendigkeit.

Die der Randkette aufliegende, mächtige obereocaene Südelbach-Serie (vgl. Soder, Lit. 52, p. 49ff. und Fig. 1) weicht in ihrem lithologischen Aufbau ebenfalls ziemlich stark vom Randflysch ab. Hingegen kennen wir aus dieser Serie zoogene

[3]) Ob dieser Gips zur Klippen-Decke oder zum Ultrahelvetikum gestellt werden muss, ist einstweilen noch nicht zu entscheiden.

Breccien, welche nach SODER mit Gesteinen des Spirstockes der Drusberg-Decke (vgl. JEANNET, Lit. 29) eine gewisse Ähnlichkeit aufweist. Noch viel besser jedoch stimmt diese Breccie aus dem südlichen Einsiedlerflysch, makroskopisch sowohl als auch mikroskopisch, mit der Grobsandfacies unseres Gebietes überein. Die Prüfung eines Handstückes vom Spirstock erweckte den Eindruck, als ob auch hier aufgearbeitete Nummuliten und Discocyclinen vorhanden seien, wie bereits von JEANNET vermutet wurde (Lit. 29, p. 637). Die Breccie am Spirstock führt ebenfalls Seewerkalk und Schrattenkalk als Komponenten. Es liegt somit nahe, den Flysch mit Grobsandfacies unseres Gebietes in Verbindung zu bringen mit Sedimenten auf dem Rücken der Drusberg-Decke (südhelvetisch).

Nicht in Einklang zu bringen mit dieser Interpretation ist die Tatsache, dass die grünlichen Sandsteine, welche früher als Taveyannazsandsteine bezeichnet wurden, stratigraphisch mit den umgebenden Flyschgesteinen verbunden sind und nicht als tektonische Schürflinge aufgefasst werden können. Nach der heutigen Kenntnis der Verbreitung der Taveyannazsandsteine und der Taveyannazsandstein-ähnlichen Bildungen, zu welchen wir auch unsere grünlichen Sandsteine zählen müssen, sollten wir eher auf nordhelvetische Herkunft schliessen (vgl. p. 126). Es stellt sich somit die Frage, ob der Flysch mit der Grobsandfacies tektonisch abgetrennt werden kann vom Flysch mit den Taveyannazsandstein-ähnlichen Sedimenten.

Wie schon oben (p. 133) dargelegt wurde, sind die tektonischen Einschlüsse in zwei sich überschneidenden Zonen angeordnet. In der einen, südwestlichen Zone sind die grünlichen Sandsteine häufiger als Wangschichten und Nummulitenkalke, die in der nördlichsten Zone weitaus überwiegen.

Man könnte annehmen, dass es sich um zwei, eventuell sogar um drei Gross-Schuppen handle, welche aus verschiedenen Gebieten stammend, in die subalpine Zone verfrachtet worden seien.

Da die Trennung der einzelnen tektonischen Einschlüsse keine vollkommen scharfe ist, müsste eine sekundäre Verfaltung angenommen werden.

Eine Trennung des Flysches in solche Gross-Schuppen konnte im Felde nicht nachgewiesen werden, entsprechende Scherflächen fehlen (vgl. p. 118). Das Profil im 3. Schibengraben (p. 135) spricht sogar eher für eine stratigraphische Zusammengehörigkeit der beiden Flyscharten. Wenn dies der Fall wäre, so müssten südhelvetische und nordhelvetische Ablagerungsräume für diesen priabonen Flysch schon sehr nahe zusammengelegen haben, oder aber unsere Annahme, der Grobsandflysch sei südhelvetisch, wäre nicht mehr haltbar. Eine endgültige Lösung muss künftigen Untersuchungen überlassen werden.

Quartärbildungen.

Wie die Karte (Tafel VII) zeigt, liegen am Fusse der Schrattenfluh mächtige Gehängeschutt- und Bergsturzbildungen. Nördlich davon folgen ausgedehnte Moränenablagerungen.

Im ganzen Gebiet wurde kein fremdes erratisches Material gefunden. Es ist also eines der wenigen Gebiete, in welchen nur Lokalmoränen auftreten.

Relikte der Risseiszeit konnten nicht nachgewiesen werden. Sie wurden entweder in der Zwischeneiszeit abgespült oder sind heute von jüngerem Moränenschutt überlagert.

Grössere Gletscher traten nur in den Tälern der Grossen Emme und der Waldemme auf.

Die Lokalgletscher, welche unser Gebiet bedeckten, hatten ihren Ursprung in den Kar-Nischen, wie sie am Nordfusse der Schrattenfluh recht zahlreich zu beobachten sind. Die Gletscher ergossen sich nach NW in das Tal der Grossen Emme, nach N in das Hilferntal und nach NE in das Waldemmetal. Ihr Verlauf entsprach dem der grösseren heutigen Wasserläufe unseres Gebietes wie Kadhausgraben, Steiglenbach, Hohwäldlibach usw.

Die Rückzugsstadien der einzelnen Gletscher werden durch Moränen markiert, die zum Teil beträchtliche Ausdehnung erreichen. Ein schönes Beispiel solcher grosser Wälle bildet die Kuppe von Habskegg. Sie muss als Seitenmoräne des Kadhausgletschers aufgefasst werden, welcher vom Kar von Gross Imberg hinunterfloss. Dieser Gletscher dürfte auch die Wang- und Nummulitenkalkblöcke nördlich Gross Imberg an diese Stelle transportiert haben, welche wahrscheinlich von der Rippe östlich Gross Imberg herstammen.

Grössere Seitenmoränen entwickelte auch der Steiglenbachgletscher in seinen obern Partien, besonders nordöstlich Gross Imberg. Sie wurden von Schider (Lit. 66) als Gehängeschutt kartiert. Es zeigte sich jedoch, dass in diesem Schutt nicht nur Sedimente der Randkette vertreten sind, sondern auch Flyschgesteine.

Relativ unbedeutend sind die Seitenmoränen des früheren Ilfisligletschers. Dagegen beobachten wir in der Gegend zwischen Stein und Ilfisli grössere Bergsturzmassen, die wohl durch den Ilfisligletscher an Ort und Stelle verfrachtet wurden. Es handelt sich um Nummulitenkalkblöcke, vor allem aber um Schrattenkalk. Durch Bergsturz allein könnten sie nicht an ihre heutige Lage gelangt sein.

Vom grossen Kar östlich Betenalp floss ein weiterer Gletscher gegen Norden und deponierte zwischen Stächelmoos und Heftiegg eine grosse, deutlich erkennbare Seitenmoräne.

Im Moränenschutt dieses Gletschers stecken östlich Heftisiten grössere Wangblöcke, welche von Schider (Lit. 66) als anstehend eingezeichnet wurden.

Das Kar nördlich Alp Thor bildete den Ausgangspunkt eines grösseren Gletschers, der bis in das Tal der Waldemme hinunter reichte. Kleine, aber deutlich sichtbare Moränenwälle eines letzten Rückzugsstadiums liegen bei der Alp Thor.

Dieser Thorgletscher scheint über die Depression des Thoregg-Grates (westlich Alp Thor) mit dem Gletscher, welcher aus dem Kar östlich Betenalp kam, in Verbindung gestanden zu haben. Wir beobachteten nämlich an dieser Stelle auf dem Thoregg-Grat Wang- und Nummulitenkalkblöcke. Ferner zeigen die aus dem Schutt hervorstechenden Flyschsandsteine Gletscherschliffe.

Bergstürze: Bedeutende Bergstürze scheinen während der Eiszeit stattgefunden zu haben. Hauptsächlich sind es Schrattenkalkblöcke, die sich von der Schrattenfluh lösten und die von den Lokalgletschern in die weitere Umgebung verfrachtet wurden (vgl. oben).

Bergsturzmaterial drang auch von N her in das Gebiet des subalpinen Flyschs, wie 2 grosse Blöcke aus Bäuchlennagelfluh im Bachbett des linken Armes des Hohwäldlibaches beweisen. Der grössere von beiden mit ca. 12 m^3 Inhalt liegt auf Q. 1175.

Als postglaziale Bergstürze von einiger Bedeutung sind diejenigen von Betenalp und Alp Emmenthal zu betrachten. Das Material besteht zum Teil aus riesigen, bis über 25 m^3 haltenden Schrattenkalkblöcken.

Erdschlipfe und abgerutschte Schichtpakete: Erdschlipfe und Rutschungen treten vor allen Dingen in den Mergelzonen auf. Aber auch innerhalb der von Glazialschutt bedeckten Gebiete kommt es häufig zu Rutschungen, welche nach jedem Regen erneut in Bewegung geraten. In den Gebieten mit

mächtigeren Sandsteineinlagerungen können sich grössere Pakete von Sandstein loslösen. Oft ist dies mit einer Verbiegung der Sandsteinbänke verknüpft, einer Art riesigen Hakenwerfens gleich. Schöne Beispiele dafür findet man im Flysch des untern Hohwädlibaches.

Neuere grosse Anrisse findet man bei Ob. Thoreggli und Alp Emmenthal. Den Rutschungen kann wohl nur durch Aufforstung Einhalt geboten werden.

Bachschuttkegel: Da die grösseren Bäche, welche die Zone des subalpinen Flyschs quer durchfliessen, sich noch in ihrem Quellgebiet befinden und noch starkes Gefälle aufweisen, sind auffallende Bachschuttkegel selten. In unserem Untersuchungsgebiet konnten wir nur zwei grössere derartige Bildungen beobachten:

1. Der Bachschuttkegel der Waldemme bei Thorbach;
2. Ein kleinerer Schuttkegel des Ilfisli bei Hölzli.

Quellen: Einen bedeutenden Wassersammler stellen die Gehängeschuttmassen am Fusse der Schrattenfluh dar, da ihre Unterlage durch die undurchlässigen Flyschgesteine gebildet wird. Natürliche Wasseraustritte sind zwar nirgends zu beobachten, doch finden sich in dieser Zone zahlreiche gefasste Quellen.

Im eigentlichen Flyschgebiet treten meistens Quellen nur dort auf, wo die Flyschgesteine durch grössere Schuttmassen, besonders durchlässigen Moränenschutt überlagert werden.

Moorbildungen: Die undurchlässigen Flyschschichten, sowie die glazialen Ablagerungen, besonders Grundmoränen, haben die Bildung von ausgedehnten Flachmooren zur Folge, was durch viele Lokalnamen dokumentiert wird: Heftimoos, Müsern, Städelmoos usw.

Ein Torfmoor, das noch vor kurzem ausgebeutet wurde, befindet sich bei Heftimoos. Den Untergrund dieses Moores bilden glaciale Lehme. Oft liegen die Flachmoore hinter alten Rutschwülsten aus Flysch- oder Moränenmaterial.

ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE.

1. Wir unterscheiden im subalpinen Flysch zwei Elemente: Den eigentlichen Flyschanteil und die flyschfremden Gesteine oder Einschlüsse.

2. Der Flyschanteil kann altersmässig nicht gegliedert werden. Als Alter der gesamten Flyschmasse muss auf Grund der Foraminiferen Priabonien angenommen werden. Die Nummuliten und Discocyclinen der Grobsandfacies sind aufgearbeitet.

3. Der grünliche Sandstein (Taveyannazsandstein auct.) kann nicht mehr zu den flyschfremden Einschlüssen gerechnet werden. Die Untersuchung ergab, dass er mit den übrigen Flyschgesteinen durch Übergänge eng verbunden ist und als Flyschsediment aufzufassen ist.

4. Die tektonischen Einschlüsse reihen sich von SW nach NE in zwei sich überschneidenden Zonen an, in einer südwestlichen höheren und in einer nordöstlichen tieferen. Die Schürflinge der einzelnen Zonen unterscheiden sich sowohl in tektonischer als auch in stratigraphischer Hinsicht.

5. Die überwiegende Mehrzahl dieser Einschlüsse dürfte der Drusberg-Decke entstammen. Kleinere Einschlüsse (Gips) zeigen eher einen Zusammenhang mit Gesteinen des Ultrahelvetikums oder der Klippen.

6. Über die Stellung und Herkunft des subalpinen Flyschs (Flyschanteil) kann, bevor eine Untersuchung des gesamten Randflyschs durchgeführt worden ist, nichts Bestimmtes ausgesagt werden. Wir können höchstens feststellen, dass an dessen Aufbau nord- und südhelvetische Elemente beteiligt sind.

Literaturverzeichnis.

1. Antenen, F.: Über das Quartär in den Tälern der Waldemme und der Entlen. Ecl. geol. Helv., Vol. 18, 1924.
2. Arni, P.: Assilina praespira Douvillé. Ecl. geol. Helv., Vol. 28, 1935.
3. Beck, P.: Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 29, 1911.
4. Bentz, F.: Die Geologie des Sarnerseegebietes. Ecl. geol. Helv., Vol. 41, Nr. 1, 1948.
5. Bolli, H.: Zur Stratigraphie der Obern Kreide in den höheren helvetischen Decken. Ecl. geol. Helv., Vol. 37, 1944.
6. Boussac, J.: Nummulitique helvétique et Nummulitique préalpin dans la Suisse centrale et orientale. C. R. Acad. d. Sc., Nr. 23, 1910.
7. — Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Mém. p. servir à l'expl. de la Carte géol. dét. de la France, Paris, 1911.
8. — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Ibid., Paris, 1912.
9. Brönnimann, P.: Über die tertiären Orbitoididen und die Miogypsiniden von Nordwest-Marokko. Schweiz. Pal. Abhandlg., 63, 1940.
10. Brückner, W.: Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. Verhandl. d. Natf. Ges. Basel, Bd. 48, 1936.
11. Bursch, G. J.: Mikropalaeontologische Untersuchungen des Tertiärs von Gross Kei (Molukken). Schweiz. Pal. Abhandl., Bd. 65, 1947.
12. Buxtorf, A.: Zur Tektonik der Zentralschweizerischen Kalkalpen. Ztschr. dtsch. geol. Ges., Bd. 60, Berlin 1908.
13. — Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks (Spezialkarte Nr. 27a mit Profiltafel Nr. 27b), 1910.
14. — Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette in 1 : 25000, Nr. 14. (Spezialkarte Nr. 29a mit Profiltafel Nr. 29b), 1916.
15. — Über ein Vorkommen von Malmkalk im subalpinen Flysch des Pilatusgebietes. Verh. d. Natf. Ges. Basel, Bd. 28, 1917.
16. — Über die tektonische Stellung der Schlieren- und Niesenflyschmasse. Verh. d. Natf. Ges. Basel, Bd. 29, 1918.
17. — Über Einschlüsse von Seewerkalk im obereocaenen Lithothamnienkalk des Pilatusgebietes. Ecl. geol. Helv., Vol. 30, 1937.
18. Colom, G.: Fossil Tintinnids: Loricated Infusoria of the order of the Oligotricha. Journ. of Pal., Vol. 22, Nr. 2, 1948.
19. Douvillé, H.: Révision des Orbitoïdes. Deuxième Partie: Orbitoïdes du Danien et de l'Eocène. Bull. Soc. géol. France (4), 22, 1920.
20. Fichter, H. J.: Geologie der Bauen–Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 69, 1934.
21. Forrer, M.: Über den Flysch der östlichen Wildhauser-Mulde. (Vorläufige Mitteilung.) Ecl. geol. Helv., Vol. 39, 1946.
22. Fröhlicher, H.: Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch (Kanton Luzern). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 67, 1933.
23. Furrer, H.: Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe, Berner Oberland. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1938.
24. Glaessner, M.: Principles of Micropalaeontology. Melbourne, 1945.

25. Haus, H.: Beziehung zwischen Molasse und Alpenrand im Abschnitt Entlebuch–Thunersee. Ecl. geol. Helv., Vol. 29, 1936.
26. — In Arbenz, P., Gerber, E., Haus, H., Rutsch, R.: Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Molasse des Emmentales bis in die Alpenrandkette. Ecl. geol. Helv., Vol. 29, 1936.
27. — Geologie der Gegend von Schangnau (Kanton Bern). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 75, 1937.
28. Hofker, J.: Die Foraminiferen aus dem Senon Limburgens. Natuurhistorisch Maandblad, Organ van het Natuurhistorisch Genootschap in Limburg, II und V, 1926.
29. Jeannet, A.: Excursion de la Société géologique suisse dans les Alpes de Schwytz (Mythen–Iberg–Sihltal). Ecl. geol. Helv., Vol. 28, Nr. 2, 1935.
30. Kaufmann, F. J.: Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 11, 1872.
31. — Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 24, 1886.
32. Keijzer, F. G.: Outline of the Geology of the eastern Part of the Province of Oriente, Cuba. Diss., Utrecht 1946.
33. Kraus, E.: Über den Schweizerflysch. Ecl. geol. Helv., Vol. 25, 1932.
34. Leupold, W.: Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Ecl. geol. Helv., Vol. 26, 1933.
35. — Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. Ecl. geol. Helv., Vol. 35, 1942.
36. Lugeon, M.: Atlas géologique de la Suisse, 1 : 25000, feuille 18, Diablerets. Note explicative, 1940.
37. Mollet, H.: Geologie der Schafmatt–Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 47, 1921.
38. v. Pia, J.: Kalkalgen aus dem Eocaen der Felsen von Hričovské Podhradie im Waagtal. Věstn. Státn. Geol. Úst. čes. rep., Vol. X, Praha, 1934.
39. Pilloud, J.: Contribution à l'étude stratigraphique des Voirons (Préalpes externes, Haute-Savoie). Arch. sc. phys. et nat., 5me Période: Vol. 18, 1936.
40. deQuervain, F.: Zur Petrographie und Geologie der Taveyannazgesteine. Schweiz. Min. und Petr. Mitt., Bd. VIII, 1928.
41. Reichel, M.: Étude sur les Alvéolines, second fascicule. Mém. Soc. pal. Suisse, Vol. LIX, 1937.
42. Renz, O.: Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide–Tertiaer) im zentralen Apennin. Ecl. geol. Helv., Vol. 29, Nr. 1, 1936.
43. Rozlozsnik, P.: Matériaux pour servir à une monographie des Nummulites et Assilines d'après les manuscrits inédits de Ph. de la Harpe. A. m. kir. Földtani Intézet Exkönyve, Vol. XXVII, Budapest, 1926.
44. — Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen. Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. Ungar. Geol. Anstalt, Bd. XXVI, 1927.
45. Rütimeyer, L.: Über das schweizerische Nummulitenterrain mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme. Denkschr. schweiz. Natf. Ges., Bd. XI, 1850.
46. Rutsch, R.: Die Gattung Tubulostium im Eocaen der Antillen. Ecl. geol. Helv., Vol. 32, 1939.
47. Schaub, H.: siehe Vonderschmitt, L.
48. Schaub, H. P.: Geologie des Rawilgebietes (Berneralpen). Ecl. geol. Helv., Vol. 29, 1936.
49. Schider, R.: Geologische Beschreibung des Schrattenfluhgebietes im Kanton Luzern. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 43, 1913.
50. Schlumberger, M. Ch.: Note sur les genres Trillina et Linderina. Bull. Soc. géol. France (3), t. 21, 1893.
51. — Troisième Note sur les Orbitoides. Bull. Soc. géol. France (4), 3, 1903.
52. Soder, P.: Geologische Untersuchungen der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde. Ecl. geol. Helv., Vol.42, 1949.

53. Stainforth, R. M.: Applied Micropalaeontology in coastal Ecuador. Journ. of Pal., Vol. 22, Nr. 2, 1948.
54. Steiner, J.: Morphologische Untersuchungen im Entlebuch. Diss., Bern 1926.
55. Studer, B.: Geologie der Schweiz. Bern-Zürich, 1853.
56. Thalmann, H. E.: Index to new Genera, Species, and Varieties of Foraminifera for the year 1945. Journ. of. Pal., Vol. 21, Nr. 4, 1947.
57. Tobler, A.: Pellatispira im Priabonien von Lenk (Berner Oberland). Ecl. geol. Helv., Vol. 22, Nr. 2, 1929.
58. — Alveolinenfunde im Eocaen der nördlichen Kalkalpen. Ecl. geol. Helv., Vol. 22, Nr. 2, 1929.
59. van der Weijden, W. J. M.: Het Genus Discocyclina in Europa. Diss., Leiden, 1940.
60. Vonderschmitt, L.: Dis Giswilerklippen und ihre Unterlage. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 50, 1923.
61. Vonderschmitt, L. & Schaub, H.: Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch. Ecl. geol. Helv., Vol. 36, 1943.
62. Vuagnat, M.: Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Bull. Suisse Min. et Pétr., t. XXIII, 1943.
63. White, M. P.: Some index Foraminifera of the Tampico Embayement area of Mexico. Journ. of Pal., Vol. 2, Nr. 2, 1928.
64. Zimmermann, F.: Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee. Bern 1936.

Karten.

65. Geologische Karte der Schweiz 1 : 100000, Blatt XIII, Interlaken Sarnen Stans, bearbeitet von F. J. Kaufmann, A. Baltzer und C. Moesch.
66. Schider, R.: Geologische Karte der Schrattenfluh, Spezialkarte 76a, 76b, in Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 43, 1913.
67. Buxtorf, A., Tobler, A., Niethammer, G., Baumberger, E., Arbenz, P. und Staub, W.: Geologische Vierwaldstättersee-Karte in 1 : 50000 (Spezialkarte Nr. 66a), 1916.
68. Mollet, H.: Geologische Karte des Schafmatt–Schimberggebietes (Kt. Luzern). Spezialkarte 91a, 91b in Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF. 47, 1921.
69. Lugeon, M.: Atlas géologique de la Suisse, 1 : 25000, feuille 19, Diablerets, 1940.

Curriculum vitae.

Am 26. Mai 1920 wurde ich, Max Furrer von Bolken (Kt. Solothurn) in Grenchen (Kt. Solothurn) geboren als Sohn des Adolf Furrer, Gemeindepräsident, und der Johanna, geb. Vogt.

Ich besuchte die Primar- und Bezirksschulen von Grenchen, später die Kantonsschule in Solothurn. Ein Jahr absolvierte ich an der Privatschule Minerva in Basel, wo ich im März 1940 die Reifeprüfung bestand.

Seit dem Sommersemester 1940 bin ich an der Universität Basel immatrikuliert, musste jedoch meine Studien mehrmals wegen Aktivdienstes für längere Zeit unterbrechen.

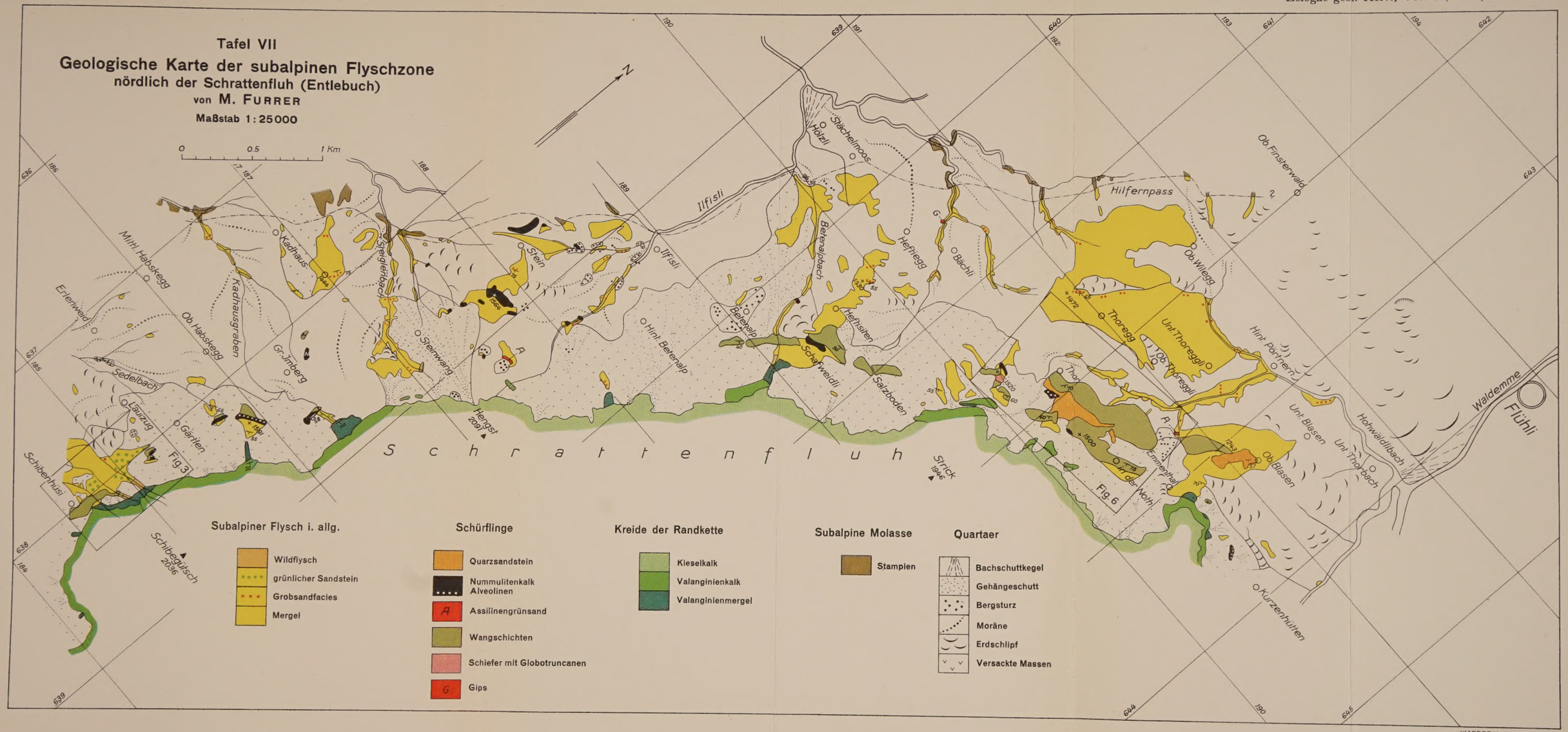
Ich besuchte die Vorlesungen und Übungen folgender Herren: Prof. Buxtorf, Prof. Cadisch, Prof. Erlenmeyer, Prof. Hagenbach, Prof. Portmann, Prof. Reichel, Prof. Reinhard, Prof. Senn, Prof. Vischer, Prof. Vonderschmitt, Prof. Vosseler, Dr. Wenk.

Tafel VII

Geologische Karte der subalpinen Flyschzone nördlich der Schrattenfluh (Entlebuch)

von M. FURRER

Maßstab 1:25000



WASSERMANN A.G. BASEL